

HEIDELBERGER BEITRÄGE ZUR MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE

UNTER MITWIRKUNG VON

C. W. CORRENS
GÖTTINGEN

F. K. DRESCHER-KADEN
HAMBURG

H. STEINMETZ
MÜNCHEN

HERAUSGEGEBEN VON

O. H. ERDMANNSDÖRFFER
HEIDELBERG

DRITTER BAND

HEFT 2

MIT 41 TEXTABBILDUNGEN



BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG
SPRINGER-VERLAG

1952



Die Diorite von Dessau. Ein Beispiel für Ichor-Metamorphose*.

Von

ARNO SCHÜLLER, Berlin.

Mit 8 Textabbildungen.

(Eingegangen am 10. März 1951.)

Inhaltsübersicht.

	Seite
A. Der Diorit von Dessau und seine petrographischen Varianten	77
B. Der Mineralbestand der Diorite und die Einwirkungen des Ichors	82
1. Plagioklase	82
a) Muskovitisierung. — b) Albit-Symplektite.	
2. Hornblenden	84
a) Strahlige Hornblende. — b) Die Bildung von Alkalihornblende + Titanomagnetit. — c) Biotitisierung. — c) Chloritbildung.	
3. Biotite	89
a) Sillimanitbildung. — b) Chloritbildung. — c) Epidotbildung.	
C. Chemismus	89
D. Tektonische Stellung und genetische Entwicklung der Diorite	92
Zusammenfassung	95
Literatur	95

A. Der Diorit von Dessau und seine petrographischen Varianten.

Die neuen Bohrungen südlich von Dessau erbrachten den geologisch wichtigen Nachweis, daß neben dem Granit von Dessau auch Diorite auftreten, die in allen Varianten denen des Kyffhäusers gleichen. Auch die seltenen, aber sehr charakteristischen „diablastischen Diorite“ (Hornblendegabbro), wie sie nördlich der Rothenburg anstehen (BEYRICH 1865, STRENG 1867, HESEMAN 1930), sind in ziemlich mächtigen Partien angetroffen worden. Diese stofflichen Beziehungen, die aus tektonischen Gründen zu erwarten waren (SCHÜLLER 1950), bieten uns die Möglichkeit, die Kenntnis des tiefen und verdeckten Untergrundes der Mitteldeutschen Schwelle an den herausgehobenen Schollen zu ergänzen und ein vollständiges Bild der magmatischen Erscheinungen und metamorphen Vorgänge zu schaffen, durch die diese kristallinen Gesteine entstanden sind.

Die Diorite von Dessau wurden etwa 200 m angebohrt. Man traf einen Wechsel von grobkörnigen Dioriten, Biotit-Hornblende-Dioriten, gelegentlich Quarzdioriten und den charakteristischen „diablastischen Dioriten“, die auch als Hornblendegabbros bezeichnet werden können. Diese Gesteine haben durchaus magmatischen Charakter, ihre Textur ist richtungslos, sie sind teils „massig“ feinkörnig, teils grobkörnig. Durch tektonische Deformation sind ganze Lagen zerrieben und schiefrig geworden oder durch späte Klüfte brekziös zerlegt. Helle granitische Gänge und diorit-aplitische Intrusionen oder Aufschmelzungen (Aufblutungen, Arterite)

* Herrn Professor Dr. O. H. ERDMANNSDÖRFFER, dem Senior der deutschen Petrographen, hochachtungsvoll zum 75. Geburtstag gewidmet.

durchziehen das dunkelgrüne Gestein in großer Anzahl. Auf etwa 200 m Bohrlänge wurden 46 solcher Leukophyre angetroffen. Ihre Mächtigkeit liegt gewöhnlich bei 0,30–0,60 m, schwankt aber zwischen 2 cm und 1 m. Besonders in den tieferen Horizonten treten Vermengungen zwischen den granitischen bzw. aplitischen Injek-

tionen und dem dioritischen Mineralbestand auf, die auf Verflösungen an den Grenzen beider Gesteinstypen im magmatischen oder quasi magmatischen Zustand schließen lassen. Das dichte, grüne Gefüge des Diorits wird dann durch rötliche Feldspatneubildungen aufgelockert. An solchen Grenzflächen sprossen gelegentlich grobstengelige, pegmatitähnliche Hornblenden auf. Reaktionen der Hornblende mit dem Alkali der Feldspatgänge lassen grobschuppige Biotitgesteine entstehen.

Im Gegensatz zu den metamorphen Graniten von Dessau (SCHÜLLER 1950) sind die Diorite von Dessau-Kochstedt in ihrer mikroskopischen Struktur und Textur als Ganzes nicht kataklatisch oder mylonitisch. Nur in gewissen Gleitlagen sind schiefrige Chloritgneise entwickelt, in denen der Mineralbestand der Diorite: basische Plagioklase, Hornblende, Biotit, Magnetit, unter Umständen auch Quarz, zerrieben und zu Chlorit, Albit, Kalzit und Rot-eisen umgewandelt worden ist. In solchen epizonal eingeformten tektonischen Gleithorizonten sind die genannten Minerale auch in zahlreichen Klüften parallel und

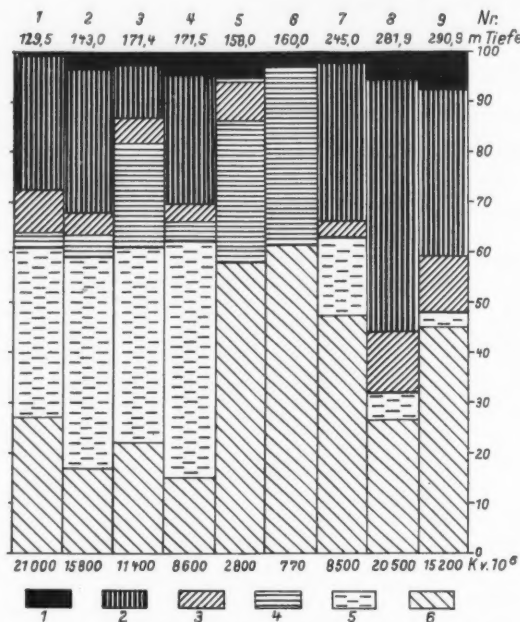


Abb. 1. Mineralbestand der metamorphen Diorite von Dessau-Kochstedt. Volumetrische Integration. $K_v \times 10^6 =$ magnetische Suszeptibilität n. SCHUMANN.

Signaturen: 1. Magnetit-Ilmenit; 2. Hornblende; 3. Biotit; 4. Chlorit; 5. Muskovit; 6. Plagioklas (Oligoklas + Bytownit); 7. Quarz; weiß (in Nr. 5, 6).

Typen: Nr. 1. 129,5 m, grob diablastischer Biotit-Diorit-Metablastit; wie Analyse, Hornblende 5×3 cm, Schliff 574/50. Nr. 2. 143,0 m, chloritisierter Biotitdiorit-Metablastit, biotitisiert, Schliff 539/50. Nr. 3. 171,4 m, feinkörniger Diorit-Metablastit, mylonitisch bzw. blastomylonitisch, körniges Relikt aus Chloritgneis ähnlichem, deformiertem Diorit, Schliff 535/50. Nr. 4. 171,5 m, mittelbis grobkörniger Diorit, Schliff 534/50. Nr. 5. 158,0 m, ophitischer Metadiorit-Biotit-Chloritgneis, Schliff 542/50. Nr. 6. 160,0 m, schiefriger Metadiorit-Chloritgneis, Schliff 528/50. Nr. 7. 245,0 m, grobdiablastischer Diorit; chemische Analyse: Relikt mit Bytownit (An 80 %), Schliff 593/50. Nr. 8. 281,9 m, hornblendereicher Diorit, Schliff 649/50. Nr. 9. 290,9 m, grobkörniger Diorit, Schliff 648/50.

senkrecht zur Gleitschieferung ausgeschieden. Solche Gesteine sind als schiefrige Metadiorit-Biotit-Chlorit-Gneise zu bezeichnen und in bezug auf ihren Mineralbestand und chemische Zusammensetzung in Tabelle 1, Nr. 5 und 6, charakterisiert.

Der Mineralbestand der Diorite ist in 9 Typen vermessen worden (Tabelle 1, Abb. 1).

Tabelle 1 (zu Abb. 1).

Mineralbestand der metamorphen Diorite von Dessau-Kochstedt.

Volumetrische Integration.

Zu 1. 129,5 m	Erz	1,2%
	Hornblende	27,9%
	Biotit, zum Teil grün	9,1%
	Chlorit	0,7%
	Muskovit	34,0%
	Plagioklas	27,1%
	Integration	356 mm
Zu 2. 143,0 m	Erz	3,4%
	Hornblende, zerschülfert	28,4%
	Biotit, diablastisch nach Hornblende	4,7%
	Chlorit, zum Teil auf Klüften	4,6%
	Muskovit	42,2%
	Plagioklas	19,6%
	Integration	467 mm
Zu 3. 171,4 m	Erz	2,4%
	Hornblende, vielfach feinfaserig	10,1%
	Biotit	5,2%
	Chlorit	21,4%
	Muskovit, oft mit Leukoxen	38,7%
	Plagioklas	22,8%
	Integration	340 mm
Zu 4. 171,5 m	Erz	4,3%
	Hornblende	26,4%
	Biotit	3,5%
	Chlorit	0,9%
	Muskovit	49,6%
	Plagioklas	15,2%
	Integration	421 mm
Zu 5. 158,0 m	Erz	5,0%
	Hornblende	0 %
	Biotit, braungrün	7,8%
	Chlorit nach Biotit	23,6%
	Plagioklas, zum Teil serizitisiert	57,8%
	Quarz	0,7%
	Integration	440 mm
Zu 6. 160,0 m	Erz	3,2%
	Chlorit, zum Teil sehr reichlich mit Leukoxen oder Hornblende	35,8%
	Plagioklas, zum Teil fein serizitisiert	61,2%
	Integration	370 mm
	Zoisit, Epidot, Titanit, Rutil reichlich und fein verteilt.	
Zu 7. 245,0 m	Erz	2,0%
	Hornblende	32,5%
	Biotit	2,4%
	Chlorit	0,5%
	Muskovit	15,2%
	Plagioklas	47,5%
	Integration	404 mm
Zu 8. 281,9 m	Erz	5,3%
	Hornblende	50,5%
	Biotit	11,9%
	Chlorit	0,2%
	Muskovit	5,6%
	Plagioklas	26,5%
	Integration	404 mm

Tabelle 1 (zu Abb. 1). (Fortsetzung.)

Zu 9. 290,9 m	Erz	7,2%
	Hornblende	33,2%
	Biotit, zum Teil millimetergroße Tafelchen	11,1%
	Chlorit	0,3%
	Muskovit	2,8%
	Plagioklas	45,3%
	Integration	331 mm

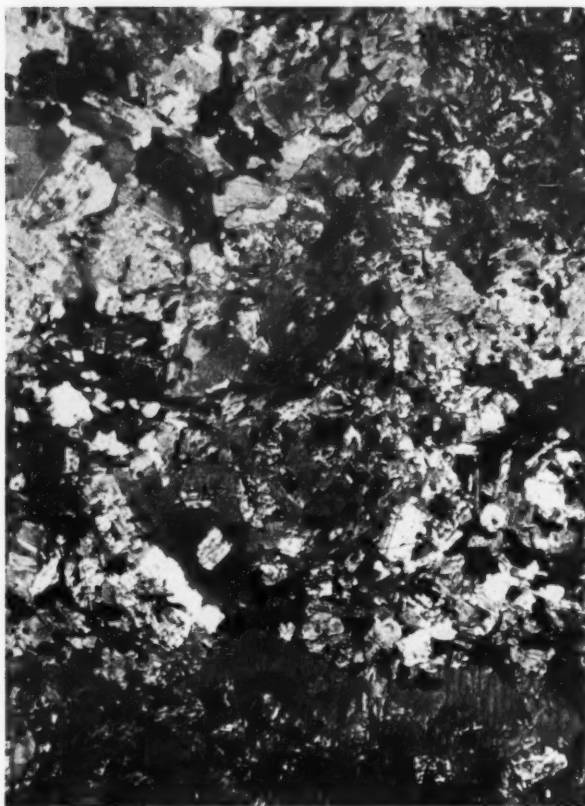


Abb. 2. Diorit, Bohrung Kochstedt, 281,9 m Tiefe, Schliff 649/50, $V=16\times$; integriert. Strukturbild eines grobkörnigen Diorites mit subophitischen Plagioklaseinlagerungen in 2 Hornblendekörnern.

Aus obiger Integration geht demnach folgender Mineralbestand hervor:

Der Plagioklasgehalt beträgt . . .	25—60 Vol.-%
im Durchschnitt	etwa 50 Vol.-%
der Gehalt an Hornblende	25—30 Vol.-%
an Biotit	0—10 Vol.-%
an Quarz	0 bis etwa 5 Vol.-%
an Titanomagnetit	0,5—8 Vol.-%
an sekundären Mineralen:	
Chlorit	0—40 Vol.-%
Muskovit etwa	0—45 Vol.-%

Der eigentliche Dioritkörper enthält 3 Haupttypen:

1. Einen mittelkörnigen Diorit, in dem Plagioklas und Hornblende etwa gleichgroße Körner bilden. Allerdings ist die Hornblende fast stets zugleich poikilitisch

durchlöchert von früh- bzw. gleichzeitig kristallisierten, kleineren Plagioklaskristallen.

2. Einen grobkörnigen Diorit, in dem die Plagioklase fast durchweg wesentlich kleiner sind als die Hornblenden und das eigentliche Gesteinsgerüst von groben, mehrere Zentimeter großen Hornblendekörnern gebildet wird, in die kleine und

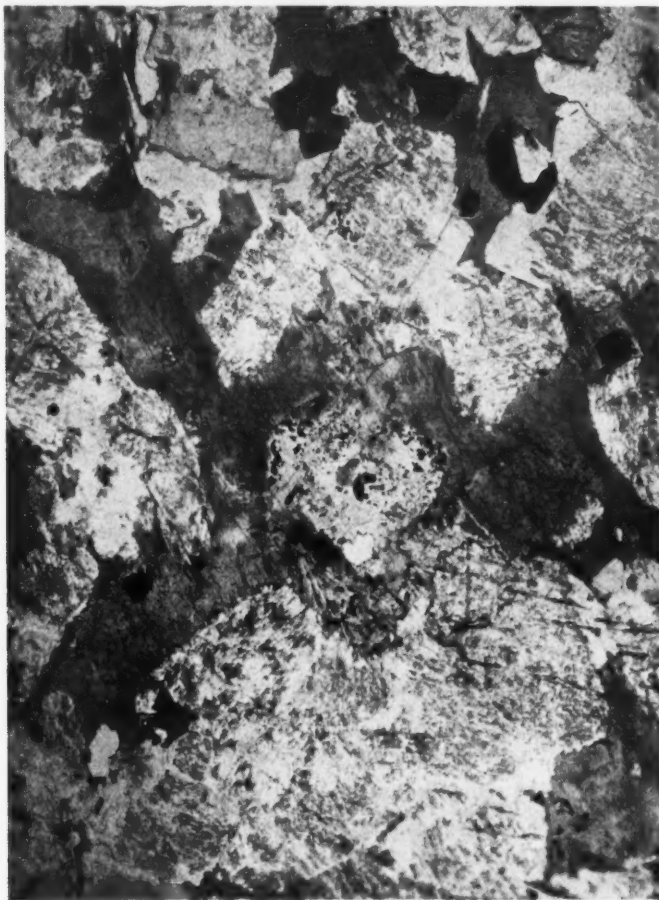


Abb. 3. Diorit, Bohrung Kochstedt, 245 m Tiefe, Schliff 593/50, $V=10\times$, integriert, chemische Analyse. Strukturbild eines poikilitischen bzw. diablastischen Hornblende-Diorites. In der Mitte porige Neubildung von Alkalihornblende + Erz. Kleiner Ausschnitt aus einem $5\times 4\times 3$ cm großen Hornblende-„Schwamm“.

kleinste idiomorphe Plagioklasleisten, zum Teil in größerer Zahl, eingeschlossen sind (Abb. 2). Nur selten tritt Plagioklas in größeren Körnern, sowie Quarz in den Zwickeln zwischen den grobophitisch gelagerten Hornblenden auf.

3. Einen äußerst charakteristischen grobdiablastischen Diorit, der sich aus dem vorigen Typus entwickelt. Die Hornblenden erreichen die enorme Länge und Dicke von 5 cm und mehr. Das Gestein kann in bezug auf seinen Feldspatgehalt, der Bytownit ist, als Hornblendegabbro im Sinne von ROSENBUSCH, JOHANNSEN und TRÖGER bezeichnet werden, ist aber, da die Hornblende primär ist und ihre

Herkunft von Pyroxen nicht erwiesen werden kann, zu den Dioriten zu rechnen. Die Gabbrodiorite (nach TRÖGER) führen primären Pyroxen, sie sind nicht vertreten. Diese großen, im Handstück einheitlich spiegelnden Hornblendekristalle enthalten rechtwinklige oder rundliche, weiße oder grünlich-weiße Plagioklase als augenfällig vorherrschenden Bestandteil, so daß die Hornblende dann nur als ein dünnes und weitverzweigtes Netz die Plagioklase umspinnt (Abb. 3). Dieses ist der interessanteste Typus der Diorite von Dessau und des Kyffhäusers. An ihm können die Vorgänge der Metamorphose leicht studiert werden, so daß die polygene Natur dieser nach bisheriger Auffassung „typischen“ magmatischen Diorite entschleiert werden kann.

B. Der Mineralbestand der Diorite und die Einwirkungen des Ichors.

Die großen Schwankungen im Mineralbestand und Chemismus des Dioritkörpers sind erst recht zu verstehen, wenn man petrogenetisch die Eigenschaften der Minerale genauer studiert.

Der diablastische Diorit (Typus 3) ist offenbar der basischste und ein reliktisches Gestein innerhalb der Dioritserie. Die Vermessung der Plagioklase mit dem Universaldrehtisch und die Auswertung nach den Kurven von M. REINHARDT (1931) ergab durchweg $\pm 80\%$ Anorthit, d. h. Bytownit. Die Lichtbrechung ist ähnlich Muskovit Nm 1,570—1,575; der Achsenwinkel beträgt $-2V = 78-84^\circ$ (Schliff 593/50)¹. Verwendet wurden als morphologische Bezugselemente Spbt. (910) (001) sowie (110), V.E. 010. Die Achsenwinkelkurve liegt etwas erhöht gegenüber den normalen Diagrammen. Auffällig ist, daß diese Bytownite durchweg von Muskovit verdrängt werden. Vielfach ist der Muskovit so gut orientiert eingelagert, daß bei geeigneten Schnitten gleichfarbig polarisierende, einheitliche Muskovittafeln den gesamten ehemaligen Plagioklas erfüllen (Abb. 4). Dann treten besonders deutlich die schmalen Säume späteren Albits an den Korngrenzen hervor, da dieser völlig frei von Muskovit ist. Auf diese petrogenetisch wichtigen Intergranularsympplektite (ERDMANNSDÖRFFER 1946) wird noch näher eingegangen.

Die Muskovitisierung bedeutet folgende chemische Umsetzung in Gewichtsprozenten:

	1 g Bytownit	→ 1 g Muskovit	+ Abfuhr	+ Zufuhr
SiO ₂	48,04	45,3	+ 3	
Al ₂ O ₃	33,4	38,4		5
CaO	16,3	—	+ 16	
Na ₂ O	2,3	—	+ 2	
K ₂ O	—	11,8		12
H ₂ O	—	4,5		4,5

Es soll hier nicht weiter ausgesponnen werden, welche gewaltigen Stofftransporte allein diese Reaktion für den gesamten Gesteinskörper erfordert.

Infolge der Muskovitisierung sind die alten basischen Plagioklase meist schwer optisch zu messen. Das gleichartige Gestein vom Kyffhäuser (Schliff 4137/27, Analyse Ky 3) enthält aber durchweg frischen Bytownit mit sehr geringer Muskovitisierung. Hier lassen sich auch gut die Zwillingengesetze Albit (Karlsbader) und Periklin feststellen.

¹ Herr Dr. E. NICKEL hat freundlicherweise einige Kontrollmessungen ausgeführt, wofür ich ihm zu Dank verpflichtet bin; er kam zu gleichen Ergebnissen.

Die bereits erwähnte zweite wichtige Veränderung der Plagioklase besteht in der Verdrängung durch Albit von den Korngrenzen aus in Form von *Intergranular-symplektiten*. Diese ist schön in der Auslöschungsstellung zu erkennen (Abb. 4), wobei die lappigen Überreste des alten Bytownit in einer zonar gebauten Schale von saurem Plagioklas mit niedrigerer Lichtbrechung deutlich hervortreten. Die gemessenen basischsten Neubildungen enthalten 30% An, d. h. Oligoklas bis Andesin, meist aber in den Schalen 10—12% An (Albit bzw. Albiklas). In seltenen Fällen sinkt An bis 0% herab. Als Achsenwinkel wurden meist $+2V = 76^\circ$ (0% An) bzw. $+2V = 84^\circ$ (12% An) gemessen. Morphologische Bezugselemente

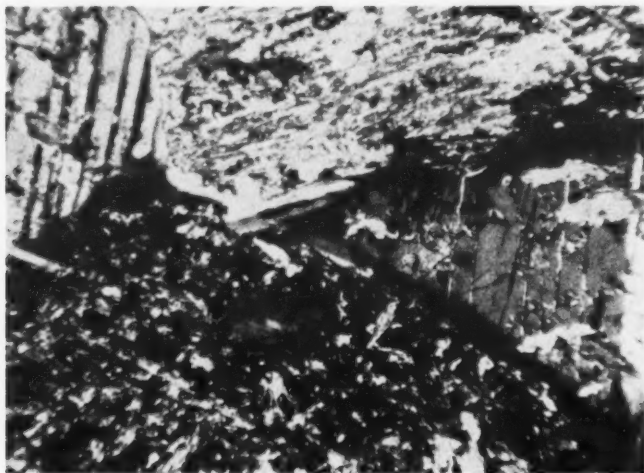


Abb. 4. Diorit, Bohrung Kochstedt, 245 m Tiefe, Schliff 593/50, $V = 110^\circ$, integriert, chem. Analyse Albit-Metasomatose (schwarz), die von den Korngrenzen in die Plagioklase fortschreitet.

waren Spbt. (010) (001) sowie 001 als Verwachsungsebene. Eine Verzwilligung ist bei diesen zonar gebauten Intergranularsymplektiten äußerst selten. Der schalige Bau spricht dafür, daß Ca aus den reliktsichen basischen Plagioklasen ausgelaugt und in rhythmischer Kristallisation teilweise dem Zonarbau einverleibt wurde. Die Albitisierung der primären Plagioklase bedeutet eine erhebliche, späte Zufuhr von Natrium. In den Auslöschungsstellungen erscheint jedes einzelne Korn von einem Saum aus schwarzem Albit umhüllt (Abb. 4), dieser bildet also ein großes zusammenhängendes, schaumiges Gerüst aus einheitlichen Kristallen, etwa wie die großen Calcitkristalle in den Calcitsandsteinen. Meistenteils ist die Verdrängung durch Albit über dieses 1. Stadium der Ichor-Metamorphose, das der Intergranularsymplektite, fortgeschritten. Es werden die alten Bytownite bis auf geringe, lappig geformte Reste verdrängt und ein ungestört zonar gewachsener saurer Plagioklas tritt scheinbar idiomorph an Stelle des alten basischen Plagioklases (Abb. 5). Der Widerspruch, der bereits bei den Graniten von Dessau aufgefallen war, wird z. B. in den quarzföhrnden Dioriten in der gleichen Weise wieder deutlich: in einem mylonitisierten, tektonisch gepreßten Gestein erwecken solche späten Pseudomorphosen den Anschein, als ob sie der mechanischen Deformation entgangen wären. Diese Überschneidung zwischen alter Deformation und metablastischen Neussprossungen einzelner Mineralbestandteile hat die

früheren Beobachter dazu geführt, daß sie entweder wie LÜDECKE (1903) die Metablastese übersehen oder wie HESEMANN (1930) die Mylonitisierung in ihrer Bedeutung für die Genese der Gesteine nicht richtig eingeschätzt haben.

Die Einwirkung der Ichor-Metamorphose, einer Alkali-Metasomatose von den Korngrenzen her, läßt sich nun interessanterweise auch an den mafischen Mineralen, wie den Hornblenden, feststellen.

Die primäre braungrüne Hornblende zeigt meist helle Tupfen, in deren Kern Magnetitkriställchen sitzen; die Entfärbung der Hornblende bedeutet eine Ent-



Abb. 5. Diablastischer Diorit, Bohrung Kochstedt, 245 m Tiefe, Schliff 593/50, $V=110\times$, integriert, chem. Analyse. Albit-Metasomatose. Scheinbar idiomorphe Albite mit Resten der basischen primären Plagioklase, die teilweise durch Alkali-Metasomatose in Muskovit umgewandelt wurden.

eisenung. Das aus dem Kristallgitter ausgewanderte Eisen wächst an der Reaktionsfront in feinen myrmekitartigen Büscheln und konzentriert sich im Kern zu Würfelchen und Oktaedern von Titanomagnetit. Diese Entfärbung in Poren zeigen besonders schön die Hornblenden aus dem gleichartigen diablastischen Diorit vom Kyffhäuser nördlich der Rothenburg (Schliff 743/50, Ky 3 = chemische Analyse des Gesteins, sowie Analyse Ia der Hornblende, Abb. 6).

Die primäre grobdiablastische Hornblende ist eine braungrüne gemeine Hornblende mit folgender Optik:

- $2V = 80^\circ$
- $z \wedge c = 18-26^\circ$ (vorwiegend 20°)
- x = kräftig hellgrün
- y = farblos
- z = kräftig graubraun, meist fleckig nach blaugrün
- Spbkt. (110) (100)

Von dieser Hornblende liegt eine chemische Analyse von STRENG (1867) vor (Tabelle 2). Die moderne Berechnung nach den von WARREN (1930), FOSSLIE (1942) u. a. entwickelten kristallchemischen Grundlagen führt auf die Formel:

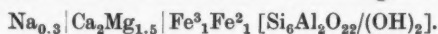


Tabelle 2. *Hornblenden nach Analysen von STRENG aus Dioriten des Kyffhäusers.*
Vgl. 1a: Analyse Tabelle 4a, Nr. 4; 1b: Nr. 6.

	Gewicht %	Mol- quotient	Auf O	Metall auf O,OH	Molverhältnis
<i>1a</i>					
SiO ₂	43,07	.7171	1.4342	6,29	8,00
Al ₂ O ₃	13,42	.1317	.3951	2,32 $\begin{smallmatrix} <1,71 \\ <0,61 \end{smallmatrix}$	
Fe ₂ O ₃	9,00	.0564	.1692	0,99	6
FeO	8,17	.1137	.1137	1,00	
MgO	9,84	.2441	.2441	1,64	4,24
CaO	14,46	.2579	.2579	2,26	
Na ₂ O	1,03	.0166	.0166	0,32	2,64
K ₂ O	0,34	.0036	.0036	0,06	
H ₂ O	1,83	.1016	.1016	1,78	1,78
			2,7360	24 2.736=8,77 lg. 94 309	
<i>1b</i>					
SiO ₂	49,23	.8197	1.6394	7,07	8,00
Al ₂ O ₃	7,59	.0745	.2235	1,29 $\begin{smallmatrix} <0,93 \\ <0,36 \end{smallmatrix}$	
TiO ₂				4,58
Fe ₂ O ₃	4,92	.0308	.0924	0,53	
FeO	5,63	.0784	.0784	0,68	3,01
MgO	14,04	.3482	.3482	3,01	
CaO	12,75	.2274	.2274	1,96 2,51	2,51
Na ₂ O	1,63	.0263	.0263	0,46	
K ₂ O	0,53	.0056	.0056	0,09 .55	
H ₂ O	2,51	.1393	.1393	2,4 2,4	
			2.7805	24 2.781=8.63 lg. 93 601	

Es handelt sich also, wenn man die neue Einteilung der Hornblenden nach A. N. WINCHELL (1951) zugrunde legt, um eine gemeine Hornblende von der Art der Hastingsite. Auslöschungsschiefe, Achsenwinkel, Lichtbrechung stimmen ebenfalls mit dieser überein. Die Hastingsite haben die größte Auslöschungsschiefe unter den Hornblenden.

Wegen der Neuheit soll die Einteilung von A. N. WINCHELL (1951) hier nach einem einfachen Schema wiedergegeben werden:

Klinohornblende

<i>Gemeine Hornblende.</i>			Änderung im Verhältnis Mg:Fe ²⁺ :Fe ³⁺
— Na	Si ₅ O ₂₂	Tremolit, Aktinolit	
± Na	Si ₆ Al ₂ O ₂₂	Tschermakit, Hastingsit	
+ Na	Si ₇ AlO ₂₂	Edenit	
<i>Oxyhornblende.</i>			ohne Mg
— Na	Si ₅ O ₂₂	Ferri-Tremolit	
± Na	Si ₆ Al ₂ O ₂₂	Ferri-Tschermakit	
+ Na	Si ₇ AlO ₂₂	Ferri-Hastingsit Ferri-Edenit	

Klinohornblende. (Fortsetzung.)

		<i>Natron-Hornblende</i> (Alkali-Hornblende).							
Na_{2-3}	Si_8O_{22}	<table> <tr> <td>Glaukophan</td> <td rowspan="4">} fast ohne Ca</td> <td rowspan="4">} Al nicht in Tetraeder-Koordination, sondern in Oktaeder-Koordination</td> </tr> <tr> <td>Riebeckit</td> </tr> <tr> <td>Arfvedsonit</td> </tr> <tr> <td>Eckermannit</td> </tr> </table>	Glaukophan	} fast ohne Ca	} Al nicht in Tetraeder-Koordination, sondern in Oktaeder-Koordination	Riebeckit	Arfvedsonit	Eckermannit	
Glaukophan	} fast ohne Ca	} Al nicht in Tetraeder-Koordination, sondern in Oktaeder-Koordination							
Riebeckit									
Arfvedsonit									
Eckermannit									



Abb. 6. Diorit, Kyffhäuser nördl. Rothenburg, Schliff 743/50, $V=50\times$. Schlauch von neugebildeten strahligen Hornblenden mit Titanomagnetitbärten in braungrüner primärer Hornblende.

Diese Einteilung führt weit über die erste kristallchemische Gruppierung von WARREN (1930) hinaus. Leider ist bislang noch keine Einheitlichkeit in der Benennung der Hornblende erreicht, mir scheint aber die Gruppierung von A. N. WINCHELL für die Zukunft Gültigkeit zu erlangen.

Die ursprüngliche braungrüne Hornblende wird nicht nur farblos in den Poren, sondern auch feinstengelig (Abb. 6). Diese stengelige, farblose Hornblende besitzt nach den U-Tischmessungen folgende optischen Eigenschaften:

- $2V = 80^\circ$
- $z \wedge c = 18^\circ$
- Spbkt. (001) (110)
- $x = \text{farblos}$
- $y = \text{hellbläulich-grünlich-farblos}$
- $z = \text{hellbläulich-grünlich-farblos.}$

Ein bezeichnender Unterschied gegenüber der primären braungrünen Hornblende ist die Spaltbarkeit nach (001).

Die helle, stengelige Hornblende wird man wohl als tremolitisch ansehen dürfen. Derartig praktisch nicht pleochroitische Hornblenden werden auch andernorts aus Dioriten erwähnt. Man kann sie oft erst von Pyroxen unterscheiden, wenn Basisschnitte mit der charakteristischen Spaltbarkeit der Hornblende getroffen sind.

In den Dioriten von Kochstedt wie vom Kyffhäuser treten außerdem in den Poren blastische, gutkristallisiert-rundliche Körner einer weiteren blauen Hornblende auf (Abb. 7, Schliff 593/50), deren Titanomagnetitausscheidungen ebenfalls besser kristallisiert sind, indem die Körner größer wachsen und die myrmekitischen Bärte zu Tropfen zusammengeschlossen werden. Diese Hornblende zeigt deutlich blaue Farbtöne, wie sie für Alkalihornblenden charakteristisch ist. In manchen Fällen, und zwar bezeichnenderweise je besser Magnetit und Hornblende rekristallisiert sind, wird der blaue Farbton sehr deutlich (Abb. 8, Schliff 22/51).

Die Optik dieser Hornblende:

Abb. 7. (Schl. 593/50)
 $-2V = 80^\circ$
 $z \wedge c = < 18^\circ$
 $x = \text{schön blau}$
 $y = \text{farblos}$
 $z = \text{klar kräftig blaugrün}$
 Spbkt. (110) (001)

Abb. 8. (Schl. 22/51)
 $-2V = 80^\circ$
 $z \wedge c = 16^\circ$
 $x = \text{schön blau}$
 $y = \text{farblos}$
 $z = \text{klar kräftig blaugrün.}$

In den stark aufgebluteten, d. h. durch Feldspat metatektischen Lagen, wie man sie in den Steinbrüchen des Borntales im Kyffhäuser findet, tritt in großen, nunmehr aber einheitlichen klaren Körnern eine kräftig blaugrüne Hornblende auf, die offenbar ein letztes Stadium der Umwandlung darstellt und an die beschriebene sich anschließt. Ihre Berechnung auf Grund einer Analyse von STRENG (1867) ergab die Formel (Tabelle 2):



Das Grundgerüst der Tetraeder-Koordination entspricht einer gemeinen alkalihaltigen Hornblende nach Art des Edenit.

Eine Analyse dieses metatektischen Diorits wurde von Prof. Dr. HALLER angefertigt (Tabelle Nr. 13, Ky 2, aus dem großen Steinbruch des Borntals). In diesem Stadium der metatektischen Umformung sind die beschriebenen genetischen Beziehungen zwischen Hornblenden und Titanomagnetit nicht mehr nachweisbar. Titanit bildet millimetergroße idiomorphe Täfelchen. Auch Mikroklin stellt sich in Metablasten und Netzen ein, indem er die anderen Minerale verdrängt. Nur gelegentlich bildet sich in den Poren auch ein merkwürdig graugrün polarisierender Chlorit (Klinochlor?) oder Muskovit.

Verbreitet in den metamorphen Dioriten von Dessau und vom Kyffhäuser ist die Chloritisierung der Hornblende. Der Chlorit ist in der Farbe und im Pleochroismus vielfach der Hornblende so ähnlich, daß man beim Integrieren der Schiffe äußerst achtsam sein muß. Die Chloritbildung der Hornblende ist eine so allgemein bekannte Erscheinung, daß sie hier nicht weiter behandelt zu werden braucht. Es entspricht ganz den Erfahrungen mineralfazieller Änderung, daß diese Chloritisierung in tektonisch durchbewegten Zonen vollständig durchgeführt ist, da solche Bewegungen in der Epizone erfolgen. Dabei treten

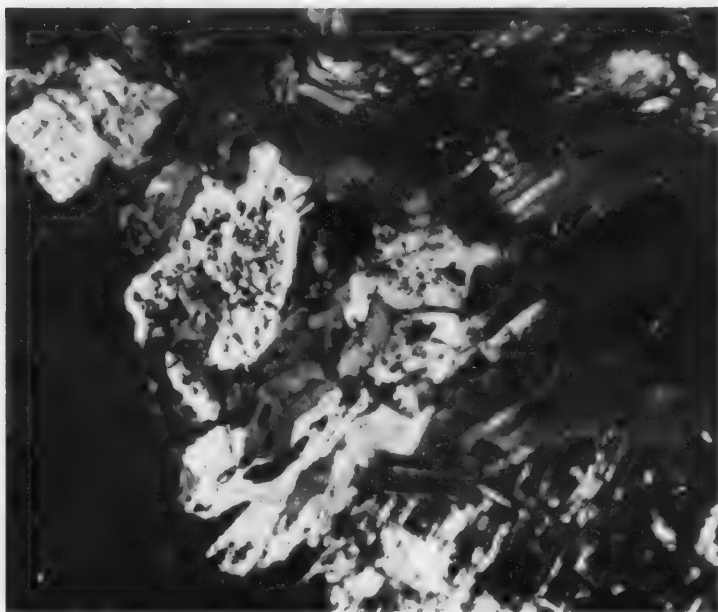


Abb. 7. Diorit, Bohrung Kochstedt, 245 m Tiefe, Schliff 593/50, $V=110\times$, \times Nic., integriert, chem. Analyse. Umwandlungspore mit blauer Alkalihornblende + Erzbärten in braungrüner Hornblende (Dunkelstellung).

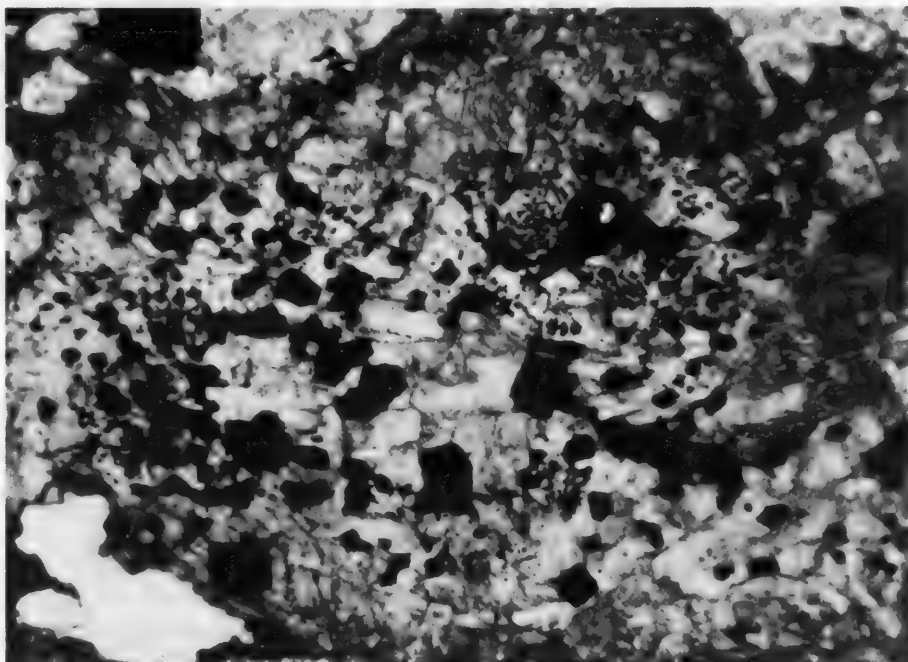


Abb. 8. Diorit, Bohrung Kochstedt, 244,2 m Tiefe, Schliff 22/51, $V=60\times$. Umwandlungspore mit völlig rekristallisierter, hellblauer Hornblende. Magnetitbärte und idioblastische Titanomagnetit-Neubildungen.

gleichzeitig Leukoxen, Titanit und Epidot als Reaktionsprodukt chemisch gesetzmäßig auf.

Eine Biotitisierung der Hornblende läßt sich wohl stets an den Rändern und in der Nähe von aplitischen Intrusionen oder metatektischen Arteriten beobachten, wobei der Biotit leuchtend gelblichbraune Farben annimmt, während er sonst innerhalb der Diorite grünbraun pleochroitisch ist.

Bemerkenswert ist im Biotit eine Neubildung von Büscheln eines faserigen Minerals, das man nach Erscheinungsform und Optik als Sillimanit anzusehen pflegt. Es ist nicht zu entscheiden, ob diese Sillimanitspindeln etwa an primäre oder an sekundäre Biotite geknüpft sind. Eine Anreicherung dieses Minerals gelang leider nicht, so daß ein Röntgendiagramm oder quantitativ-optische Daten nicht zu erhalten waren. Diese Mineralfaziesänderungen der Diorite sprechen ebenso wie in den bereits beschriebenen der Dessauer Granite (SCHÜLLER 1950) für eine Metamorphose in der Mesozone, eine Einstufung, wie sie auch HESEMANN (1930) für das Kyffhäusermassiv ausgesprochen hat.

Bei der tektonischen Durchbewegung der Diorite zu Chloritgneisen wird naturgemäß auch der Biotit chloritisiert, wobei sich gern Epidot auf den Spaltflächen der Biotite einsiedelt.

C. Chemismus.

Wie ähnlich die Beziehungen zwischen den Dioriten von Dessau-Kochstedt und denen des Kyffhäusers sind, läßt sich nicht nur an dem Mineralbestand und der Texturentwicklung beweisen, sondern auch aus der chemischen Zusammensetzung entsprechender Varianten (Tabelle 3, 4, 5), wie besonders deutlich bei der

Tabelle 3. Chemische Untersuchung von Dioriten der Bohrung Kochstädt.

Probe-Nr.	1*	2*	3*	8*
	%	%	%	%
SiO ₂	46,55	44,62	42,17	71,68
TiO ₂	2,81	2,24	2,32	0,58
Al ₂ O ₃	18,87	23,54	25,14	13,33
Fe ₂ O ₃	6,78	3,30	3,28	1,22
FeO	5,96	4,14	4,09	1,36
MnO	0,26	0,14	0,08	0,05
MgO	4,89	4,84	3,31	0,38
CaO	3,62	12,18	13,21	4,30
K ₂ O	1,66	1,87	1,54	0,83
Na ₂ O	3,89	0,84	1,46	4,31
H ₂ O	0,32	0,07	0,04	0,19
H ₂ O + } CO ₂ }	3,78	2,09	3,08	1,34
P ₂ O ₅	0,70	0,28	0,11	0,18
	100,09	100,25	99,83	99,71

* Original-Analysen. Analytiker: Dr. GROSSER.

- 1 = Diorit 6237 Metadiorit-Biotit-Chlorit-Gneis dicht, grün, Bohrung Kochstädt, Tiefe 158 m, integriert, Schliff 542/50.
- 2 = Diorit 6235 „Hornblendegabbro“, diablastisch (Dünnschliff 593/50, Anschliff 380/50), Bohrung Kochstädt, Tiefe 245 m, integriert.
- 3 = Diorit 8301 „Hornblendegabbro“, grobdiablastisch, Kyffhäuser 3, Schl. 4137/27 = Ky 3, am Fuß nördl. Rothenburg (alte Analyse Ky 3 Stück von BEYRICH 1864).
- 8 = Dioritaplit 13124, Bohrung Kochstädt, Tiefe 245,6–246,10 m.

Tabelle 4 a. Analysen von Dioriten des Kyffhäuser und Thüringer Wald.

	4	5	6	7
SiO ₂	41,81	53,63	55,99	52,54
Al ₂ O ₃	23,89	21,54	10,02	16,22
Fe ₂ O ₃	4,20	3,53	1,39	3,14
FeO	4,54	3,87	4,30	5,57
Mn ₂ O ₄	Sp.	Sp.	Sp.	0,19
CaO	13,79	9,23	10,49	6,41
MgO	6,15	2,38	8,66	6,32
K ₂ O	1,13	0,45	1,14	2,90
Na ₂ O	1,11	3,68	1,29	3,04
Ba	Sp.	—	Sp.	—
Li	Sp.	Sp.	Sp.	—
Sr	—	—	CuO 0,12	—
TiO ₂	—	0,10	Sp.	1,14
P ₂ O ₅	Sp.	0,31	Sp.	0,38
CO ₂	—	CuO 0,17	3,84	—
H ₂ O +	2,96	1,18	1,63	2,52
Summe . . .	99,64	100,07	98,87	100,37
Spez. Gewicht	2,92	2,81	2,84	—

4 = Grobdiablastischer bzw. poikilitischer, grobkörniger Diorit vom Nordhang der Rothenburg

„Amphibolit“ nach HESEMANN (1930)

(Hornblendegabbro) Gabbrodiorit der geologischen Karte (1926)

(Hornblendereiche Varietät.) Bei HESEMANN Druckfehler! (STRENG Nr. 10, vgl. 1a Hbl.-Analyse)

5 = Mittelkörniger Diorit aus den Steinbrüchen hinter der Rothenburg* (STRENG Nr. 11)

6 = Grobkörniger Dioritgneis aus den Steinbrüchen des Steintals (vgl. Hbl.-Analyse 1b* (STRENG Nr. 14)

7 = (Intrusiv-) Diorit von Brotterode (Dr. P. SCHNEIDERHÖHN)

* Metatektischer Diorit.

Berechnung der Niggli-Werte und ihrer graphischen Darstellung im si-al-fm-Dreieck hervortritt (Tabelle 5).

Vom diablastischen Diorit (Hornblendegabbro) liegen nunmehr 3 chemische Analysen vor: die von STRENG (1867) Nr. 4, HALLER (1927) Nr. 12, GROSSER (1951) Nr. 3. Die Proben scheinen in verschiedenem Grade muskovitisiert und durch Ichor-Metamorphose verändert zu sein, obgleich sie äußerlich gleichartig sind.

Die körnigen Typen von STRENG lassen den zunehmenden Gehalt an metatektischem Feldspat und der damit verknüpften Erhöhung von SiO₂ erkennen, am höchsten liegen daher diese Werte in dem metatektischen Diorit vom Steinbruch Borntal (Nr. 13).

Die dichten Metadiorite, die zu Chloritgneisen deformiert werden (Tabelle 3, Analyse 1), zeigen vor allem eine Zunahme des Fe³ + Fe² infolge Chloritisierung, sowie eine starke Abnahme des CaO-Gehalts infolge der Albitisierung der Plagioklasse und der Chloritisierung der Hornblenden. Es ist festzustellen, daß das Oxydationsverhältnis des Fe³ und Fe² etwa stets annähernd gleichbleibt. Übrigens zeigt die graphische Darstellung im si-al-fm-Dreieck einwandfrei, daß trotz verschiedener metamorpher Umwandlung fm nicht verändert wird. Die Zunahme an Titanomagnetit, die sich volumetrisch integrieren läßt, beruht also nicht auf

Tabelle 4b.

	9	10	11 *	12 *	13 *
SiO ₂	56,77	57,02	41,54	41,32	58,27
Al ₂ O ₃	16,67	19,53	19,79	22,14	9,39
Fe ₂ O ₃	3,16	1,04	6,51	3,80	2,89
FeO	4,40	4,02	6,59	4,88	4,23
MnO	0,13	0,04	0,16	0,10	0,22
CaO	6,74	5,76	10,70	14,16	7,43
MgO	4,17	3,21	5,07	5,79	8,61
K ₂ O	2,12	0,84	1,31	1,22	4,03
Na ₂ O	3,39	6,20	3,08	1,99	2,34
TiO ₂	0,84	0,71	1,41	1,66	0,75
P ₂ O ₅	0,25	0,11	0,49	0,10	0,15
CO ₂	—	—	Sp.	Sp.	0,66
H ₂ O ±	1,36	0,65	+ 3,44	2,76	1,30
S	—	—	— 0,17	0,10	0,14
SO ₃	—	—	Sp.	—	—
— O für S	100,00	99,13	100,40 0,05	100,02	100,41
Spez. Gewicht. . .			100,35 2,942	2,929	2,838

* Original-Analysen. Analytiker: Prof. Dr. HALLER.

9 = 70 Diorit-Analysen nach R. DALY

10 = 7 Diorit-Analysen nach A. JOHANNSEN

11 = Ky 1, dichter, schwarzgrüner Amphibolit, Weg Kelbra zur Rothenburg, Schl. 4138/27

12 = Ky 3, Hornblendegabbro, am Fuß nördl. Rothenburg, Schl. 4137/27

13 = Ky 2, metatektischer Diorit, Steinbruch Borntal, Schl. 4139/27

Tabelle 5. Niggli-Werte*.

Nr.	si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg	c/fm	qz
1	124	29,5	47	10,5	13	5,6	.8	.22	.42	.22	— 28
2	105	32,5	31,5	31	5	4,0	.3	.59	.54	.98	— 15
3	100	35	26	31,5	5,5	4,1	.1	.40	.46	.30	— 22
4	89,4	30	34,5	31,5	4	—	.1	.40	.57	.91	— 27
5	149	35	26,5	27,5	11	.2	.3	.08	.37	.10	+ 5
6	152	16	48	30,5	5,5	.1	.1	.36	.73	.63	+ 30
7	139	25	44	18	13	2,2	.5	.39	.57	.41	— 13
8	359	39	14	23	24	2,1	.3	.11	.22	.67	+ 163
9	167	28,5	36,5	21	14	1,9	.4	.30	.50	.58	+ 11
10	171	34,5	27,5	18,5	19,5	1,6	.2	.09	.53	.68	— 7
11	92	26	40	25,5	8,5	2,4	.4	.22	.42	.63	— 42
12	89	28	33,5	32,5	6	2,7	.1	.29	.55	.97	— 35
13	157	15	50,5	21,5	13	1,5	.2	.53	.69	.42	+ 5

* Die Berechnungen hat freundlicherweise Herr stud. min. GROSSER durchgeführt.

Zufuhr von Eisen, sondern auf „Entmischung“ aus der Hornblende. Somit wird auch chemisch bestätigt, was die Schliffbeobachtung nahelegte.

Von einem typischen Dioritaplit wurde Analyse 8 angefertigt. Im Gegensatz zu den Granitapliten weist er „ordnungsgemäß“ sehr niedrigen K₂O-, aber hohen CaO-Wert auf.

Der chemische Unterschied des intrusiven palingenen Diorits von Brotterode zu den quarzführenden metatektischen Dioriten („Dioritgneise“ der geologischen

Karte, „Amphibolite“ nach HESEMANN) und den diablastischen Dioriten bzw. Hornblendegabbros liegt u. a. im Al_2O_3 -Gehalt begründet, d. h. in der Zusammensetzung der Feldspate und Glimmer. Der Diorit von Brotterode gleicht äußerlich eher einem ungewöhnlich dunklen Biotitgranit, da die Hornblende zurücktritt; von den kartierenden Geologen (E. ZIMMERMANN, R. SCHEIBE) wurde er daher auch als „Granitit“ dem Ruhlaer Granit nahestellt. Die bisher vergeblich gesuchten Relikte echter (prävaristischer) Diorite sind aber nunmehr durch Herrn cand. geol. NEUMANN an „zwei Stellen östlich des Waldschlößchen im Gehege“ entdeckt worden, wo KOCH (S. 11) Kalksilikatfelse angibt. Diese Relikte zeigen ganz analog wie die prävaristischen Granite prächtige mylonitische Strukturen, besonders an den Hornblenden, die ehemals netzartig verzweigte Grobkristalle gewesen sind, wie wir sie oben beschrieben haben.

Wieweit unsere Diorite von einer durchschnittlichen Zusammensetzung der Dioritfamilie abweichen, soll aus dem Vergleich der beigefügten Durchschnittsanalyse von R. DALY Nr. 9 und A. JOHANNSEN Nr. 10 ersehen werden.

D. Tektonische Stellung und genetische Entwicklung der Diorite.

Die vorliegende Gesteinsserie ist zweifellos eine geschlossene magmatische dioritische Familie, wenn auch gelegentlich grobdiablastische Typen vorkommen, die als Hornblendegabbros wenigstens in bezug auf ihre basischen Plagioklase (An 80%) den Gabbros nahestehen. Auf Grund ihres Gehalts an primären Hornblenden gehören sie zu den Dioriten. Derartige charakteristische diablastische Typen sind auch durch die klassischen Untersuchungen ERDMANNSDÖRFFERS und seiner Mitarbeiter aus den Frankensteiner Dioriten des Odenwald näher bekannt geworden. Auch dort war nicht zu erweisen, daß diese grobdiablastische Hornblende aus Pyroxen umgewandelt ist, wenn auch die poikilitische Durchwachsung mit basischen Plagioklasen der poikilitischen Durchwachsung der Diallage in reinen Pyroxengabbros recht ähnlich ist. Gelegentlich finden sich im Kyffhäuser auch pyroxenhaltige dioritisch-gabbroide Gesteine. Es konnte aber von mir noch nicht entschieden werden, inwieweit es sich — ebenso wie im Ruhlaer Sattel (KOCH 1940) — um sekundäre, spät gebildete metablastische und metatektische Pyroxene handelt. Jedenfalls beobachtet man in den metatektischen Partien Klinopyroxen, der stengelige Hornblende ersetzt, andererseits aber auch tropfenartige Einschlüsse von Klinopyroxen neben bytownitischen Tropfen in der poikilitischen Hornblende, die wohl als primäre Frühkristallisationen anzusehen sind.

Die Unterschiede der Gesteinsvarianten in bezug auf Körnigkeit, Struktur und Textur liegen aber nicht allein im Ausgangsmaterial begründet, sondern sind auch eine Folge verschiedener tektonischer Deformationen, die das Gestein nach der Erstarrung im festen Zustand erlitten hat. Diese mylonitische Überarbeitung der Diorite ist bei Dessau im Gegensatz zu den dort untersuchten Graniten vielfach gering. Die Diorite des Kyffhäusers sind meist sehr stark kataklastisch und der reliktsche Hornblendegabbro hat lediglich die Mächtigkeit einer „Bank“ von wenigen Metern. Besonders in den Quarzdioriten fallen die geflossenen und in Streifen zerlegten undulösen Quarze sehr auf, aber auch an den anderen Mineralen läßt sich die mylonitische Verarbeitung feststellen. Ostwärts vom Borntal ist die tektonische Beanspruchung der Gesteine so gering, daß sie durchweg für primär-

magmatische Gesteine gehalten wurden, während westlich vom Borntal die Deformation wesentlich stärker ist und Diorite bis zu dichten „Amphiboliten“, Granite zu hell-dunkelgebänderten Gneisen, den sog. „Grauen Gneisen“ umgeformt wurden. Die Wichtigkeit der mylonitischen bzw. der kataklastischen Deformation hat bereits O. LÜDECKE (1903) erkannt und anschaulich beschrieben. Es scheint, daß die quarzfreien Gesteine kataklastische Strukturen in weit geringerem Ausmaße zeigen als die Granite und Quarzdiorite, so daß man annehmen kann, daß sie der mechanischen Deformation wesentlich besser widerstanden haben als die in toto deformierten Granite.

Im Gegensatz hierzu treten die blastischen Neubildungen der Ichor-Metamorphose äußerlich in den Dioriten wesentlich weniger in Erscheinung als bei den Graniten. In den Graniten sprossen einzelne Glomeroblasten (SCHÜLLER 1952) auf, die die alte Mylonitstruktur so stark überzeichnet haben, daß man beim Anblick ein normalkörniges magmatisches Gestein vor sich zu haben glaubt. In den Dioriten ist die Alkali-Metasomatose nur bei genauen mikroskopischen Studien zu erkennen. Hierbei läßt sie sich aber infolge der chemisch und mineralogisch krassen Unterschiede des mafischen Ausgangsmaterials recht eindringlich beweisen, und zwar sowohl an den Intergranularsympлектiten von Albit wie an den Neubildungen in den mafischen Mineralen.

Die in der vorstehenden Untersuchung beschriebenen Erscheinungen illustrieren ausgezeichnet die Ichor-Metamorphose, wie sie von SEDERHOLM (1907), ESKOLA (1949) u. a. beobachtet und tektonisch veranschaulicht wurde. Diese Ichor-Metamorphose konnte aber wohl noch nie in so äußersten und „zarten“ Anfängen studiert werden wie hier. Die entstehenden dioritischen Gesteine passen infolge der Eigenart der polygenen Metamorphose ebensowenig wie in ihren ausgereiften Stadien im Ruhlaer Sattel (KOCH 1940), im Odenwald (ERDMANNSDÖRFFER 1947) u. a. zu den normalen magmatischen Dioriten. KOCH wollte solche Diorite von Brotterode als quarzreiche Biotit-Hornblende-Gabbrodiorite bezeichnen, jedoch besteht diese Bezeichnung nur dann zu Recht, wenn auch Pyroxen zugegen ist (TRÖGER 1935), was zweifellos nur selten zutrifft. Die Niggli-Werte dieser Gesteine entsprechen dem gabbrodioritischen Magmentypus, obwohl sich der Mineralbestand besonders durch den hohen Quarzgehalt von diesem Typus unterscheiden kann (KOCH 1940). Die Diorite des Ruhlaer Sattels und des Odenwaldes haben wohl durchweg einen wesentlich niedrigeren An-Gehalt, meist unter 55 %, was trotzdem noch für normale dioritische Gesteine ungewöhnlich basisch ist. Daß diese Diorite nicht als Differentiationsprodukte einer basischen Schmelze im Sinne von N. L. BOWEN gedeutet werden können, wird nunmehr durch unsere Untersuchung plausibel, weil die polygene Natur, weil der Wechsel zwischen magmatischen Erscheinungen mit Schmelzanteilen und mechanischen Deformationen mit Reaktionen über den festen Zustand solche einfachen Verhältnisse gar nicht erwarten läßt. Auf eine kurze Formel gebracht, haben die Diorite der mitteldeutschen Schwelle folgende Entwicklungsstadien durchlaufen:

1. magmatische Intrusion neben Graniten,
2. gemeinsame mylonitische Deformationen wahrscheinlich in der Mesozone,
3. magmatische Regeneration durch Ichor-Metamorphose und Metablastese,
4. lokale Metatexis (erneutes magmatisches Stadium).

Unsere ichor-metamorphen Diorite liegen nahe der Grenze metamorph — nicht-metamorph, während die des Ruhlaer Sattels und des Odenwaldes bereits tektonisch tieferen Ausschnitten angehören.

Die modernen Untersuchungen der Diorite des Odenwaldes (O. H. ERDMANNSDÖRFFER, E. NICKEL) lassen erkennen, daß der Mineralbestand und seine chemischen Veränderungen zwar vielfach ähnlich sind, jedoch hat nach den überzeugenden anschaulichen Schilderungen der genannten Autoren die Migmatitisierung eine wesentlich größere Bedeutung. Infolge einer Durchdringung mit granitischen Magmen werden andere Strukturen und Texturen, nämlich endomagmatische, hervorgebracht. Festbestandteile in Form von Schollen oder auch nur einzelnen Mineralkörnern werden in einer magmatischen plastischen Schmelze gerollt und bewegt. Erscheinungen der Ichor-Metamorphose hat jedoch O. H. ERDMANNSDÖRFFER im Grundgebirge des Schwarzwaldes erkannt, die dort mit dem Ausklingen der granitischen Erstarrung auftreten, während sie im Gebiet von Dessau als Vorgreifen einer granitischen Durchblutung zu deuten sind, da granitische Intrusionen fehlen und die magmatische Regeneration nur einen Teil des Kornbestandes verändert hat. Die Beschreibung der Intergranularsympplektite (O. H. ERDMANNSDÖRFFER 1946) trifft jedoch vorzüglich auch die von uns geschilderten Verhältnisse:

„Der Ausklang magmatisch-granitischer Erstarrung vollzieht sich im pneumatolytisch-hydrothermalen Bereiche vielfach in Reaktionen zwischen Korngrenzen, die Produkte wie Myrmekit, Albitkornbildung, Quarzgewächse liefern. Diese können für sich allein, aber auch zu symplektitischen Aggregaten assoziiert auftreten und in beiden Fällen ältere Kristalle des Gesteins metasomatisch angreifen und ersetzen. So füllen sie z. B. in manchen Pegmatitfeldspaten Spalten und Verdrängungsbahnen aus, ohne daß damit Durchbewegungsvorgänge verbunden sind.

Besonders verbreitet sind sie aber in tektonisch überarbeiteten Graniten, wo sie zwischen den älteren oft gerundeten Körnern von Feldspaten u. a. eine Art „Grundmasse“ bilden, die zumeist Hauptträger der Paralleltextur des Gesteins ist und gestattet, deren Entstehung zeitlich in den Kristallisationsgang des Ganzen einzugliedern, wie auch umgekehrt die Kristallisation gewisser Gruppen von Gemengteilen bestimmten tektonischen Perioden innerhalb des Verfestigungsablaufs zuzuweisen.“

Die Alkali-Metasomatose ist eine weitverbreitete Erscheinung beim Ausgang oder Eintritt granitischer Kristallisationsabläufe in allen Orogenen und zu allen geologischen Zeiten und sowohl in präkambrischen Gebirgen wie in kaledonischen, varistischen und alpinen (F. BECKE, EXNER 1951) studiert worden. Sie wird — lediglich einmal vom Strukturellen her definiert! — als Ichor-Metamorphose (SEDERHOLM, ESKOLA) bezeichnet, weil sie in den Porenräumen und auf den Korngrenzen fixiert wird; sie wird als Metablastesis (SCHEUMANN, MEHNERT) bezeichnet, wenn sie eine Sprossung einzelner Strukturbestandteile verursacht, als Metatexis (SCHEUMANN, NIGGLI), wenn sie durch Schmelzanteile die Textur verändert, d. h. den Gesteinskörper in Paläsom und Metatekt zerlegt. Sie ist eine Form der viel diskutierten „Granitisierung“ bei sauren Gesteinen.

Wie die vorstehende Untersuchung gezeigt hat, kann man bei dieser Art der Metamorphose noch nicht, wie HESEMAN (1930), von Injektionsmetamorphose

sprechen oder sogar von Migmatitisierung, da „magmatische Schmelzanteile“ in einem Altbestand (Paläsom) entweder sedimentärer (Paragneise) oder schließlich auch magmatischer Herkunft (Orthogneise) sich bei einer solchen Injektions-metamorphose abheben müssen. Dieses trifft zweifellos für den größten Teil des Dessauer und Kyffhäuser Grundgebirges nicht zu, wenn auch lokal im Anschluß an die metatektischen Aufblutungen und Durchaderungen solche echten migmatitischen Strukturen in kleinem Umfange zustande kommen. Was man als Texturen der Injektions-Metamorphose gedeutet hat (HESEMANN 1930), sind pseudomigmatische Texturen, auf deren Entstehung in den „Grauen Gneisen“ an anderer Stelle eingegangen wurde (SCHÜLLER 1952). Die aplitgranitischen und dioritaplitischen Injektionen sind in den Dioriten lediglich besonders auffällig und werden daher leicht überschätzt, wenn man nicht eine mikroskopische Analyse durchführt.

Zusammenfassung.

Petrographische und chemische Untersuchungen an Dioriten und Graniten des Kyffhäuser und von Dessau lassen eine Ichor-Metamorphose, d. h. eine Alkali-Metasomatose von den Porenräumen aus, erkennen. In den metamorph-metablastischen Granitabkömmlingen wird die Ichor-Metamorphose deutlich an einer Glomeroblastenbildung und einer erneuten körnigen Texturentwicklung. Diese beweist eine Zufuhr von Albitmolekül. Sie wird in dem metamorph-metablastischen dioritischen Gestein neben der Verdrängung der primären Plagioklase aus der Alkalisierung und Enteisung der Hornblende ersichtlich. Die magmatischen Ausgangsgesteine: Diorit, Quarzdiorit, Biotitdiorit, Gabbrodiorit (?) und Hornblendegabbro zeigen neben der Alkalisierung eine Muskovitisierung der basischen Plagioklase und eine Biotitisierung der Hornblende, woraus eine Zufuhr an Kali hervorgeht.

Diese Stadien der Metamorphose durchlaufen den tektonischen Raum von der Grenze metamorph-nichtmetamorph bis hinab zur Grenze metamorph-magmatisch (ERDMANNSDÖRFFER) und sind in der Mitteldeutschen Schwelle zuerst aus dem tiefsten Stockwerk, im Südwesten im Odenwald-Spessart (ERDMANNSDÖRFFER) und nunmehr auch aus ihrer äußersten Haube erkannt worden, wo die Schwelle unter die Phyllithülle hinabtaucht.

Literatur.

- BEYRICH, E.: Über die Erscheinung des Urgebirges im Kyffhäuser. Z. dtsh. geol. Ges. (1865) S. 263. — DRESCHER-KADEN, F. K.: Über Assimilationsvorgänge und Migmatitbildung bei der Entstehung der Magmen. Chem. d. Erde Bd. 10 (1936) S. 271. — ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über Intergranularsymplektite und ihre Bedeutung. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen (1946). — Aus dem Grenzgebiet magmatisch-metamorph. Z. dtsh. geol. Ges. (1948) S. 204 — 212. — Die Rolle der Endoblastese im Granit. Fortschr. Mineral., Kristallogr., Petrogr. Bd. 28 (1950) S. 22. — ERDMANNSDÖRFFER u. M. PETERS-RADZYK: Die Diorite des Bergstraßer Odenwaldes und ihre Entstehungsweise. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 1 (1947) S. 37. — Magmatische und metasomatische Prozesse in Granit, insbesondere Zweiglimmergranit. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 1 (1948) S. 213. — ESKOLA, P.: The problem of mantled gneiss domes. Quart. J. Geol. Land Bd. 104 (1949) S. 461. — EXNER, CHR.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. I. Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 3. F. I,3 (1949), S. 197. — FOSLIE, ST.: Hastingsites a. Amphiboles from the Epidot-Amphibolit Facies. Norsk geol. Tidsskr. Bd. 25 (1945) S. 74. — HESEMANN, J.: Das Kyffhäuserkristallin. Jb. geol. Landesamt (1930). — HOENES, D.: Kriterien für die genetischen Typen der variskischen Magmatite des südlichen

Schwarzwaldes. Fortschr. Mineral., Kristallogr. Petrogr. Bd. 28 (1950) S. 29. — Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 1 (1948) H. 2/3. — HOENES, MEHNERT u. SCHNEIDERHÖHN: Führer zur petrographisch-geologischen Exkursion im Schwarzwald und Kaiserstuhl. Stuttgart 1949. Weitere Literatur. — KOCH, W.: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. Mineral., Petrogr. Mitt. Bd. 51 (1939) S. 1. — LEINZ, V.: Amphibolite des Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Diorit und Granit. Mineral., Petrogr. Mitt. Bd. 42 (1931). — LUEDECKE, O.: Die kataklastischen Gesteine des Kyffhäusers. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont. Bd. 2 (1903) S. 44. — MEHNERT, K.R.: Über Plagioklas-Metablastesis im mittleren Schwarzwald. Zbl. Mineral., Geol., Paläont., Abt. A. No 3 (1940) S. 47. — Zur Frage des Stoffhaushaltes anatektischer Gesteine. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont. [Abh.] Bd. 82 (1951) S. 155. — NICKEL, E.: Wechselbeziehungen zwischen Diorit, Granit und Schiefer im westlichen Odenwald. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 1 (1948) S. 427. — NIGGLI, P.: Bemerkungen zur endogenen Gesteinsbildung, besonders im Schwarzwald. Fortschr. Mineral., Kristallogr., Petrogr. Bd. 28 (1950) S. 9. — Die Magmentypen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 16 (1936) S. 335. — SAHAMA, TH. G.: Rapakivi Amphibol from Uuksunkoki, Salmi Area. Bull. Commiss. géol. Finlande Bd. 20 (1947) S. 159. — SCHEUMANN, K. H.: Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. Mineral., Petrogr. Mitt. Bd. 48 (1936) S. 297. — Metatexis und Metablastesis. Mineral., Petrogr. Mitt. Bd. 48 (1937) S. 402. — SCHÜLLER, A.: Petrographie und tektonische Stellung der metamorphen Granite von Dessau. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont. [Abh.] Bd. 82 (1951) S. 121. — Zur Grundgebirgsgeologie des Kyffhäusers. STILLE-Festschrift Geologica (1952). — STRENG, H.: Über die Diorite und Granite des Kyffhäusergebirges. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont. (1867) S. 513. — TRÖGER, W. E. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935 u. 1938.

Prof. Dr. ARNO SCHÜLLER, (1) Berlin-Adlershof, Husstraße 38.

Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim-Lindenfels (Odenwald) *.

Von

ERWIN NICKEL.

Mit 17 Textabbildungen.

(Eingegangen am 17. März 1951.)

Inhaltsübersicht.

	Seite
A. Magmatische oder migmatische Entstehung der Diorite und Gabbros des Heppenheim-Lindenfelser Zuges	97
1. Problemstellung	97
2. Kennzeichnung der Diorite und Gabbros	98
B. Das Vorkommen der Hornblendeabarten und ihre Umwandlungserscheinungen . . .	100
1. Zur Einmessung	100
2. Eigenschaften und Wechselbeziehungen	102
a) Grüne Hornblende S. 102. b) Braune Hornblende S. 104. c) Farblose Hornblende S. 105.	
C. Verteilung und Mineralparagenese der Lindenfels-Winterkastener Gabbros	106
1. Rahmengesteine und Tektonik	106
2. Physiographie der Intrusivmasse	108
a) Normale Diorite und Gabbros S. 108. — b) Gesteine mit Hornblendeepikloblasten S. 109. — c) Flaser-gabbros mit farbloser Hornblende S. 110. — d) Hypersthen-Anorthitgabbros S. 110.	
3. Hinweise auf nichtmagmatische Komponenten der jetzigen Gabbros	113
a) Texturell pseudomorphe Flaserdiorite S. 113. — b) Kartographische Verteilung der Hornblendeepikloblastese S. 114. — c) Gabbro- bzw. Diabasamphibolite S. 115. — d) Hypersthen-Anorthitschiefer S. 116. — e) Schiefer und Schieferhornfelse mit farbloser Hornblende S. 117.	
4. Das modifizierte Hornblende-Reaktionsschema	120
D. Magmatisierung unter Stoffzufuhr	120

A. Magmatische oder migmatische Entstehung der Diorite und Gabbros des Heppenheim-Lindenfelser Zuges.

1. Problemstellung.

Schon früher vielfach, besonders aber durch O. H. ERDMANNSDÖRFFER [5] wurde auf den unruhigen Charakter der dioritischen und gabbroiden Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes hingewiesen. Verfasser [14] hat den Nachweis versucht, daß dioritische Gesteine östlich Bensheim nicht als Magmatite aufzufassen sind, sondern als mobilisierte Amphibolite und Biotit-Plagioklasschiefer, die ein aoritisches Stadium durchlaufen haben. Dadurch, daß verschiedene Stufen des Dioritisierungsprozesses (vor allem texturell) erhalten sind, lassen sich die Edukte — wenigstens prinzipiell — feststellen.

Diese Gesteine bilden die *Nordflanke* des großen NE streichenden Dioritzuges, der von Heppenheim bis Reichelsheim-Eberbach reicht, etwa 16 km lang ist und gegen NE zu immer gabbroider wird. Den Dioritzug hat man sich als einen beidseitig von steilstehenden Schieferrinnen trichter- bzw. rinnenartig gesäumten Komplex vorzustellen. Die Mobilisate sind aus dem Schieferrahmen der NW-Flanke

* In Ergebenheit gewidmet Herrn Prof. Dr. O. H. ERDMANNSDÖRFFER zum 75. Geburtstag.

gebildet, dadurch sind diese Rahmengesteine den zentraler in der „Rinne“ gelegenen „normalen“ Dioriten und Gabbros angeglichen.

Die magmatische Natur der „normalen“, also *zwischen* den Schiefern befindlichen Hauptmasse von Diorit und Gabbro hat man bislang stillschweigend vorausgesetzt oder die Frage offen gelassen [5], [14]. Indessen muß gesagt werden, daß schon die in [14] besprochenen Verhältnisse am Seidenbuch, sowie die Agmatite des Knodener Kopfes zeigen, daß Umkristallisierungsvorgänge soweit gehen können, daß auch „normal“-gabbroide (nicht nur dioritische) Texturen und Strukturen aus nichtmagmatischen Edukten entstehen. Prinzipiell könnte man aus den beobachteten kontinuierlichen Übergängen von dioritisierten Schiefern zu „normalen“ Dioriten — und sogar Gabbros — schließen, daß auch die Gesteine mit „normal“-magmatischer Struktur „nur“ ein Endstadium der Dioritisierung darstellen, wobei ganz offen bleiben soll, *wodurch* die Gefügeumwandlung hervorgerufen worden ist.



Abb. 1. Idiomorpher feldspatdurchspickter Titanit aus einem Einschuß im Quarzdiorit (Hirschkopf bei Weinheim, Vergr. 15mal).

Die *Suche nach Relikten* wird in gabbroiden Gesteinen, also solchen, die eine stärkere Mobilisierung hinter sich bringen müssen, schwieriger sein als bei dioritischen Produkten. Da aber im vorliegenden Falle auch die Gabbros (wenigstens, was ihre letzte Entstehungsphase betrifft) in die Amphibolit-Hornblendegabbrofazies hineingehören, wird man dann zu Erfolgen kommen, wenn man von den Dioriten ausgeht und allmählich die gabbroiden Gesteine in den Betrachtungskreis einbezieht. Und hierbei ist es besonders die Hornblende, die eine genauere Bearbeitung verlangt.

2. Kennzeichnung der Diorite und Gabbros.

Südwestabschnitt (östlich Bensheim) [5], [14], [8]: aoritische, biotitreiche Diorite im Verband mit Biotit-Plagioklasschiefern und Amphiboliten; anatektische Adern mit Hornblendeführung; Einschaltung von Kalifeldspatwolken in dioritisierten Partien. Granitische Durchtrümmung; Auslaufen von Granittrümmern in Imbibitionsfächer.

Mittelabschnitt (um Seidenbuch) [14], [5], [8]: Hornblende-Quarzdiortite, Plagioklas bis 50% An; daneben flasrig-schichtige Gesteine wie im Südwesten. Fleckendiorite, Agmatite, Diabasrelikte.

Nordostende (Lindenfels-Laudenau-Eberbach) [5], [12], [17]: Hornblendegabbros, forellensteinartige Gabbros, Hypersthen-Anorthitgabbros; sämtlich mit Einlagerungen (bzw. Übergängen) diabas/gabbro-amphibolitischer Natur.

Als Beispiel für *Dioritisierung* die Umkristallisation eines Einschlusses in Granodiorit (Hirschkopf bei Weinheim): Die Paralleltextur ist gebildet aus der Gleichlage der (010) leistungiger Plagioklasen und der (001) der Biotite. Der Biotit wird von nachgewachsenem Plagioklas korrodiert. Um große idiomorphe spitz-rhombische Titanite helle Höfe. Der Titanit selbst umschließt Plagioklasen, die schmalleistungiger und kleiner sind als die Außenplagioklasen. Der An-Gehalt ist mit 40% aber nur wenig höher als der des Außengefüges. Für letztere ist oszillierender Zonarbau charakteristisch; es wechseln z. B. Zonen von 22/33/22/33 . . . % An an dem einen Individuum, und solche mit 28/35/28 oder auch 35/45/35/45 . . . an anderen Individuen. Beachtenswert ist der unterschiedliche Chemismus nebeneinander liegender Feldspatkristalle. — Die Titanitbildung fällt zwischen die Plagioklasausscheidung des Umkristallisationsgefüges. — Es handelt sich bei die-

sem jetzt als Flaserdiorit anzusprechenden Gestein sicher um kein magmatisches Intrusivgestein.

Gegenüberzustellen wäre ein Flaser*gabbro* (Breite Irr bei Winterkasten) von auffällig gleicher Textur; nur ist hier der Plagioklas kein Andesin, sondern ein (nicht zonarer) Bytownit, und statt des Biotites findet sich zum Teil grüne, zum Teil farblose Hornblende. — Im Gegensatz zu so texturierten Partien in Dioriten wurden die gabbroiden Einlagerungen bisher nicht als Mobilisate verstanden,

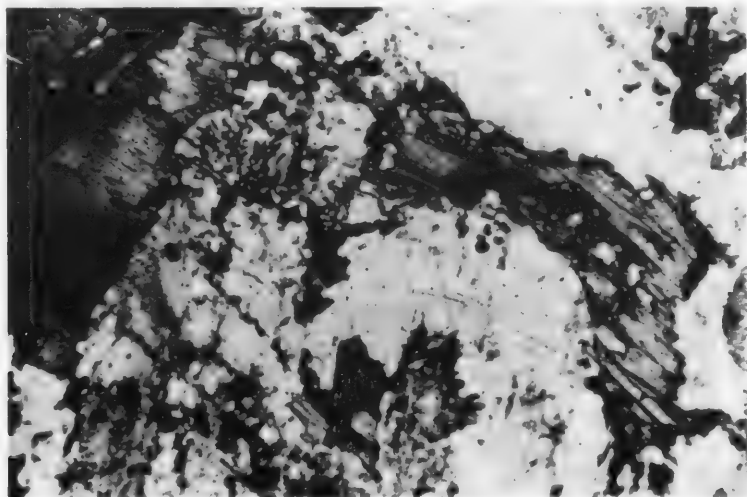


Abb. 2. Biotitkorrosion. Durch blastische Plagioklase wird Biotit zum Teil mechanisch gedrückt, zum Teil korrodiert: Mikrolithen und Akzessorien lagern jetzt wirt im Feldspat (Hohberg bei Reichenbach, Vergr. 30mal).

obwohl man aus Einschlüssen eine kontinuierliche Reihe von

- Paralleltextur aus Andesin und Biotit
- Paralleltextur aus Andesin und Biotit + Hornblende bis
- Paralleltextur aus Bytownit und Hornblende

belegen kann.

Dem Alternieren des Anorthitgehaltes der zonaren Plagioklase in den diorischen Gesteinen geht parallel eine auffällige Biotitkorrosion: Der Plagioklas baut den Biotit ab, wobei sich die im Biotit eingelagerten Epidotspindeln und titanitumkrusteten Erzpartikel herauslösen und nun im Plagioklas stecken. Epidot-Titanit-Körnerreihen längs der Paralleltextur („Flaserung“) deuten darauf hin, daß schon vor der Fixierung des jetzt beobachtbaren Gefüges Mafit abgebaut worden ist. Der Plagioklas aus Abb. 2 zeigt durch seinen Zonarbau auch hier das Oszillieren der chemisch-physikalischen Gleichgewichte wie auch die Trägheit der Einstellung von Gleichgewichten, indem neben Kernen von 55% An solche von 35% An vorkommen, und darin, daß der Chemismus gleich breiter Zwischenzonen in verschiedenen Individuen unterschiedlich ist (Kern-Hülle: 45/40/30; 55/50/55; 35/ohne Saum, da von Hornblende umschlossen und nicht weitergewachsen).

In den Gabbros fehlen derartig sichtliche Schwankungen. Die p, t-Bedingungen waren demnach so, daß sich die Gleichgewichte nicht erst während der Verfesti-

gungsperiode einstellten. Als was immer man also die Gabbros verstehen will, ganz gleich: der Grad der Mobilität ist höher gewesen als bei den Dioriten. Es sind daher bessere Umkristallisationsbedingungen zu erwarten und das undeutlichere Durchschimmern reliktsicher Anteile wird verständlich.

Übergangsgesteine gabbrodioritischen Charakters, die innerhalb der „normalen“ Diorite auftreten, sind mehr zu den Dioriten zu stellen, weil und insofern sie im Schliff die ganze Entwicklungsreihe vom Relikt bis zum Diorit erkennen lassen.

Für die Zwischenglieder 2 Beispiele:

1. Hohwald/Reichenbach. — Poikilitische Hornblende umschließt serizitisierte Plagioklase älterer Generation. Sie grenzt nach außen an kugelige Plagioklas-Quarz-Aggregate (70 bis 50% An) und jüngere Plagioklas-megablasten. Die Hornblende ist im Kern braun gefärbt und biotitgespickt (jetzt als Chlorit); sie wird nach außen grüner und zum Teil koachsial, zum Teil durch Aggregate blaßgrüner Hornblende ersetzt (*na* fast farblos). — Rejuvenationen sind anzunehmen im Hinblick auf Pyroxen ($C\gamma$ 49°), der gegen Hornblende xenomorph ist und im Hinblick auf \pm idiomorphe Einlagerungen grüner Hornblende in brauner (vgl. [5]).

2. Hohwald/Reichenbach. — Ausscheidungsfolge: Pyroxen ($c\gamma$ 40), gabbroider Plagioklas (60–55% An), braune Hornblende poikilitisch (beliebig gegen Pyroxen), grüner Hornblende-saum. — Hiatus. — Grünfleckige Hornblende, Weiterausscheidung von Feldspat; Quarz in Restecken.

Besonders am Knodener Kopf überlappen sich 2 Tendenzen: Gelegentliches Auftreten von poikiloblastischem Kalifeldspat in dioritischem Gefüge und das Auftreten poikilitischer brauner Hornblende in gabbroidem Gefüge.

In dem Auftreten von poikiloblastischem Kalifeldspat (in den Dioriten, vgl. [14]) wird ein Zeichen für Zumischung gesehen. Die poikiloblastischen Hornblenden in Gabbros wurden zu entsprechenden Rückschlüssen bislang aber noch nicht herangezogen.

Auch hieraus wird die *Notwendigkeit* einer eingehenderen Behandlung der Hornblenden ersichtlich.

B. Das Vorkommen der Hornblendeabarten und ihre Umwandlungserscheinungen.

O. H. ERDMANNSDÖRFFER [5] gibt ein Beziehungsschema

Pyroxen \rightarrow braune Hornblende \rightarrow grüne Hornblende \rightarrow Uralit

für die Verhältnisse im Gabbropluton des Frankensteins/Odenwald an. Das Schema ist besonders bei den Gabbrodioriten des Heppenheimer Zuges anwendbar. Die Diorite aber haben \pm nur grüne Hornblende, die dort auch die stabile ist. Bei den Gabbros wiederum modifiziert sich das Schema durch Auftreten von (Hypersthen und) farbloser Hornblende.

Da sich die Hornblenden der kristallinen Schiefer (sowie der sicher nichtmagmatischen „Diorite“) nicht von den Hornblenden der möglicherweise magmatischen Diorite unterscheiden, kann man auch bei den gabbroiden Gesteinen nicht damit rechnen, von vornherein mit Hilfe der Hornblenden etwaige nichtmagmatische Komponente abzutrennen.

Die systematische Erfassung längs des Diorit-Gabbrozuges ergab die in Tabelle 1 zusammengestellte Verteilung der Hornblenden nach der Farbe im Dünnschliff. Tabelle 2 bringt die optischen Daten in einer Auswahl, deren Gesichtspunkte nachstehend besprochen werden.

1. Zur Einmessung.

Die Messungen wurden so vorgenommen, daß zuerst mit einer Tageslichtlampe alle Einmeßdaten ermittelt, dann mit Hilfe eines ausgeblendeten schmalen Bündels einer Nieder-voltlampe die eingemessenen Richtungen nachkorrigiert wurden. Die prinzipiellen Fehler, die das nicht parallele Licht der Tageslichtlampe bedingte, können im allgemeinen deswegen

Tabelle 1 und 2. Farbvarianten und optische Daten der Hornblenden.

Tabelle 1.

Nr. für Tabelle 2	Lokalität (von SW n. NE)	Auftretende Farbvarianten
(1)	Schönberg und Zell	AB, C, D
(2)	Eichelberg	ABC
(3)	Eselsberg	(A) C
(4)	Heiligenberg	CFG
(5)	Märkerwald	AB (D)
(6)	Schliedenbach	B
(7)	Aspenforst-Schillerberg	ABC
(8)	Hummelscheid	D
(9)	Hohberg	(A) BD, CD, EFG
(10)	Knodener Kopf	(A) BFG, DF, EFG
(11)	Forst	(A) B
(12)	Seidenbuch	AD
(13)	Strohklingen	D
(14)	Kaffenberg	DG, EG
(15)	Lindenfels	ABCDGF
(16)	Winterkasten-Laudenau	(A) D (FG), AE, EFG, FG, G

Buchstaben ohne Komma getrennt: Ho-Paragenese der jeweiligen Probe.

Es bedeuten: A bläulich, B intensiv grün, C blaßgrün, D grünbraun, E braun (\pm Mikrolithen), F helle HoI, G helle Ho II.

Tabelle 2.

Auswahl optischer Daten zu (1)–(16); es bedeuten: B 19/70 = Farbton B mit $c\gamma$ 19° und $2V\alpha$ 70°

(ferner: Qu Quarz; Plag Plagioklas; Bi Biotit; Ho Hornblende; Py Pyroxen; G Granit; Gh Hornblendegranit; Dr Diorit; Gb Gabbro; ms metamorphe Schiefer; msh Amphibolite; ZW Zwilling, verzwillingt; flas. flasig; K Kern).

- (1) B 17/60 msh, KF-Dr; C 15/70 dto.; C 13–14/60 Dr-Schliere;
- (2) und (3) wie Schönberg;
- (4) C 14/56–64 Qu-Dr; F (K!) 14/64 dto.;
- (5) B 13–15/68–70 Qu-Dr; gleiche Ho in Einschlüssen;
- (6) B 14–16/50–52 Flecken-Dr; B (durchlöchert) 18..20..30/36–60 dto. am Kontakt;
- (7) C 12–14/56–64 flas.Dr; ERDMANNSDÖRFFER gibt an 11–14/—;
- (8) D 13–16/64, 80 Ho-Dr; D 14/66 dto.; D 16/78 dto.;
- (9) B 15–16/60–66 flas.Dr; B 21/66 dto.; B 17/60 dto.; E (fleckig) 14/65 dto.; E 18/68 dto.; E 15/70 Gb (Bi durchspickt); B + F + G (fleckig) 18–19/60–85 Gb; F 13/54 Gb; A + B + F + G (fleckig) 6/—, 9/—, 14/—, 18/— Dr; (vgl. dazu ERLÉNACH: 6, 9, 12/77–88 nach ERDMANNSDÖRFFER) E (fleckig) 14–15/80–85 Dr;
- (10) B ann. 20/— Gh (flas.ms!); B (fleckig) 14–15/52–56 Gb; B 16/72 Bi-Ho-ms (Korrosionsgefüge); F 16/105 (also opt + trotz Ho I) dto.; G 19–20/80–85 dto.; B 14–15/62 ms in Dr; B 16–17/70 dto; D 14/75 Dr; E + F (K!) 14–16/60–64 Ho-Gb; G 19/92 (+!) dto.;
- (11) B 14–16/60 Dr-ms; 15–17/75 dto.;
- (12) D 13–14/65(–85) Ho-Dr (weitere Daten bei ERDMANNSDÖRFFER); 15–17/75 dto.;
- (13) D 15–16/Rand: 68, Kern 58 Dr-Pegmatit;
- (14) E 14/76 Gb; G 18/80–93 Einschluß in Gb;
- (15) D 14–16/62–71 Gb-Dr; F dto. (REINHEIMER 14–16/65–72); G 18–19/88–100
- (14) E 14/76 Gb; G 18/80–93 Einschluß in Gb; (REINHEIMER: 18/94–97) dto.;
- (16) E (poikilitisch) und F (K) 14–15/52, 60–61, 80; A 15/70; A 16/60; F 16/66; G 19/94–106 (+!) sämtlich in Gb.

Ergänzungen: Kanzelberg D 15–16/66 „Dr“ (mit Py 35/120). — Hirschkopf D 14 bis 16/56–57 ms in Gh; 19/70 dto. — Hinkelstein D 14/— Dr.

Die helle Hornblende fehlt trotz Gb-Dr oder Gb-Charakter an folgenden Lokalitäten des NE Odenwaldes: Zehnes, Bühl, Hinkelstein (zum Teil), Gadernheim, Neunkirchen Lichtenberg, Billings.

vernachlässigt werden, weil bei der Niedervoltlampe (an Stelle des ausgeschalteten prinzipiellen Fehlers) die subjektive Einmeßempfindlichkeit herabgesetzt ist. Nur bei Erfassung der optischen Achsen ist die Nachkorrektur notwendig. — Bei den gefärbten Hornblenden ist übrigens die Methode durchaus nicht empfindlich, sehr viele Schnittlagen sind ungeeignet. — Wegen der Achsenauflösung ist auch monochromatisches Licht ohne besonderen Einfluß auf die Genauigkeit.

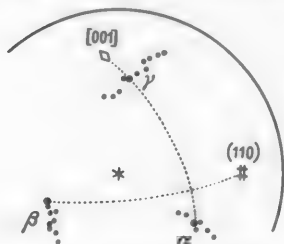


Abb. 3. Unempfindlichkeitslinie bei Fedorowmessungen: Bei starker Absorption streuen die Meßwerte für die Mittellinien längs eines Bandes. Durch Drehen der Pause über dem stereographischen Netz erhält man das gesuchte gleichseitig-rechtwinklige sphärische Dreieck zwischen α , β und γ . ($c\gamma$ -Messung an Hornblende nach BURRI).

Bei gefärbten Hornblenden habe ich mich wegen der großen Unempfindlichkeit der H-Einstellung (Bezeichnungswiese nach REINHARD) nur auf solche Einmessungen verlassen, bei denen die Zone des aufrechten Prismas durch 2 morphologische Richtungen festgelegt ist (also entweder 2 Spaltrisse oder Spaltriß + Zwillingssebene), während ja an sich für die Konstruktion nach BURRI nur ein morphologischer Bezug nötig ist; monokline Symmetrie vorausgesetzt. — Die H-Unempfindlichkeit ist bei Basisschnitten etwas größer als bei den meisten Schnitten nach der Prismenzone; als „Unempfindlichkeitslinie“ verstehe ich die Linie, die ich im Diagramm durch die schwankenden Einmeßdaten für die Mittellinien ziehen kann, sie gibt Auskunft über die Fehlerbreite. Läuft die Linie radial zum Projektionsmittelpunkt, so ist sie meist sehr lang. Abb. 3 zeigt, daß sich infolge der Richtungsverschiedenheit der Unempfindlichkeitslinien unter den vielen Meßdaten des Streubandes eine Stellung herausfinden läßt, bei der zwischen allen Mittellinien ein rechter Winkel ist. (Der prinzipielle Fehler,

der sich dadurch ergibt, daß unkorrigierte Werte auf 90° angeglichen werden, vgl. BEREK [3], ist unbedeutend gegenüber der großen Unempfindlichkeit.)

2. Eigenschaften und Wechselbeziehungen.

Das Diagramm (Abb. 4) zeigt die Abhängigkeit des Achsenwinkels von der Auslöschungsschiefe und die dadurch bedingte Gruppierbarkeit der Hornblenden nach der Farbtonung.

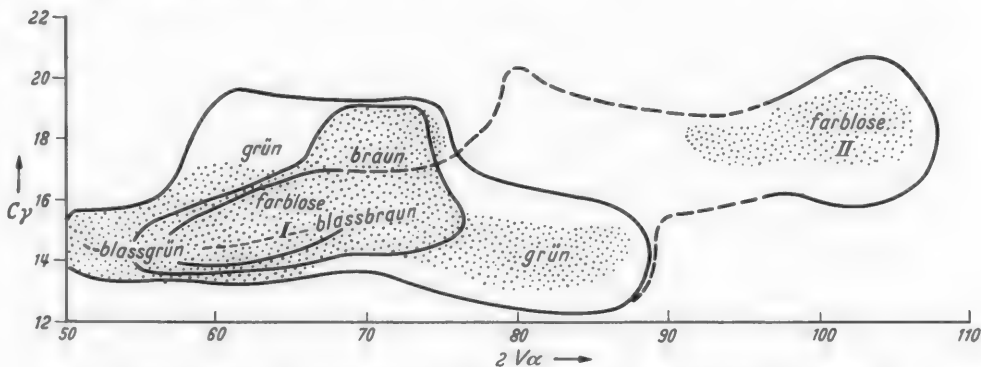


Abb. 4. $c\gamma/2V\alpha$ -Diagramm der Hornblenden, getrennt nach den Farbvarietäten (s. im Text).

Das $c\gamma/2V\alpha$ -Diagramm ist zusammengestellt aus 200 ausgewählten eigenen Einmessungen und etwa 40 Angaben der Literatur. Punktiert eingetragen ist zunächst das Feld, in dem die überwiegende Mehrheit der Hornblenden, unabhängig von ihrem Aussehen, vorkommt. Die Felder der einzelnen Abarten sind dann ineinandergezeichnet.

a) Die grüne Hornblende ist die verbreitetste Variante. $c\gamma$ um 14 – 16° bei stark schwankendem Achsenwinkel. Eine begrenztere Auswahl des Achsenwinkels steht der grünen Hornblende zu, die $c\gamma$ größer als 16° hat. — Die grüne Horn-

blende tritt mit intensiver Farbe ohne wesentliche gelbbraune Töne in Amphiboliten und entsprechenden Hornblende-Biotit-Plagioklas-Schiefern und in relativ sauren Dioriten auf. — Eine Instabilität zeigt sich in bezug auf die verschieden große Einbaufähigkeit des Eisens: So befinden sich innerhalb eines Individuums rein grüne Partien mit eingesprengten größeren Erzpartikeln (0,05—0,1 mm lang, 0,02 mm breit) neben bräunlichen Partien mit parallelgestellten Fäden winziger Mikrolithe (0,01—0,03 mm lang, 0,005 mm breit). Die groben Mikrolithe sind durch Sammelkristallisation aus den kleineren Mikrolithen entstanden (die ihrerseits wieder Entmischungskörperchen sein werden). In dem durch die Sammelkristallisation entstandenen erzfreien Hof hat die Hornblende zumeist einen blauen Ton. Biotitlamellen schalten sich so ein, daß sie mit ihrer Basis // (100) des Amphibols liegen, das ist zugleich auch meist die Richtung der Mikrolithfäden. Nach der (100) wie auch nach (001) hat die Hornblende feine Riefungen und Risse. Zonare Verteilung der Erzmikrolitheneinlagerung ist häufig. (Die genannten Biotiteinschaltungen sind zu unterscheiden von den Biotitschmitzen, die die braunen Hornblenden sonst enthalten.)¹

Auffällig sind bei der grünen Hornblende ungewöhnliche $c\gamma$ -Werte, wie sie vereinzelt an den Kontakten der Fleckendiorite gegen die (schieferreliktischen) Flaserdiorite in durchlöcherten Individuen zu finden sind. So treten am Schließenbach neben Individuen mit $c\gamma$ 14—16° (und $2V\alpha$ größer als 50°) solche mit $c\gamma$ größer 20° auf: $c\gamma$ 30° ($2V\alpha$ 60°), $c\gamma$ 34° und $c\gamma$ 40°. Innerhalb des Fleckendiorites sind die Werte $c\gamma$ wieder kleiner, immerhin mit einer Tendenz zu $c\gamma$ 18—20° ($2V\alpha$ um 50°).

Solche Hornblendeindividuen mit abnormen optischen Konstanten haben gelegentlich einen zunächst unverständlichen Spaltwinkel². Die beste Spaltbarkeit des aufrechten Prismas liegt nämlich nicht symmetrisch zur (010) (= β), d. h.: wir haben keine Spaltbarkeit (110):(110), sondern eine von (110):(hk0). Die (hk0) kann in manchen Fällen als (120) gedeutet werden.

¹ REINHEIMER [17] schreibt: „Man hat zu unterscheiden: 1. gesetzlos eingelagerte Erzkörnchen von unbestimmter Gestalt, 2. prismatische oder keulenförmige Stäbchen von etwa 6 μ Dicke und 40 μ Länge, die in Schnitten nach (100) mit der c -Achse Winkel von 0°, 90° oder beiderseits 35° einschließen, 3. quadratische oder rechteckige rauchgraue Plättchen nach (100) eingelagert, von etwa 20 μ Kantenlänge und so dünn, daß sie in Schnitten senkrecht zu (100) kaum sichtbar sind.“

² Auch sonst beobachtbar: GbDr Hohberg; braune Ho, $c\gamma$ 15°, $2V\alpha$ 70°, Spaltwinkel 113°.

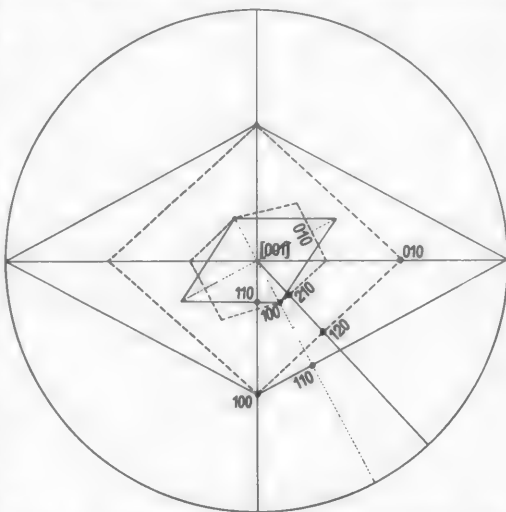


Abb. 5. Hornblende mit Kern (pseudomorph nach Pyroxen), Aufsicht von [001]. Im Inneren der Projektion Darstellung des Kerns, peripher dazu die Verhältnisse der Hülle. Die beobachteten Spalttrisse sind punktiert eingetragen, die konstruierbaren (110)-Flächen ausgezogen.

Ein Beispiel: In grüner Hornblende wird ein farbloser Kern beobachtet. Die c -Achse ist in Kern und Hülle gleichorientiert. (hk0) Spaltrisse des Kerns laufen parallel den (hk0)-Spaltrissen der Hülle. Die Einmessung der Optik erlaubt umseitige Konstruktion der Morphologie dieser Individuen (punktierte Umrisse). Legt man ein Achsenverhältnis $a:b = 0,58:1$ zugrunde, so wird die beobachtete Prismenspalfläche für die Hülle $\sim (120)$, für den Kern $\sim (210)$. Eine theoretisch konstruierte (110) für die Hülle läge parallel der (100) des Kernes. Der Kern wäre als pseudomorpher Rest von Pyroxen verständlich ($c\gamma$ ist auch 39°). Die Spaltbarkeit der Hülle (mit $c\gamma$ 21°) ist so aber nicht deutbar¹.

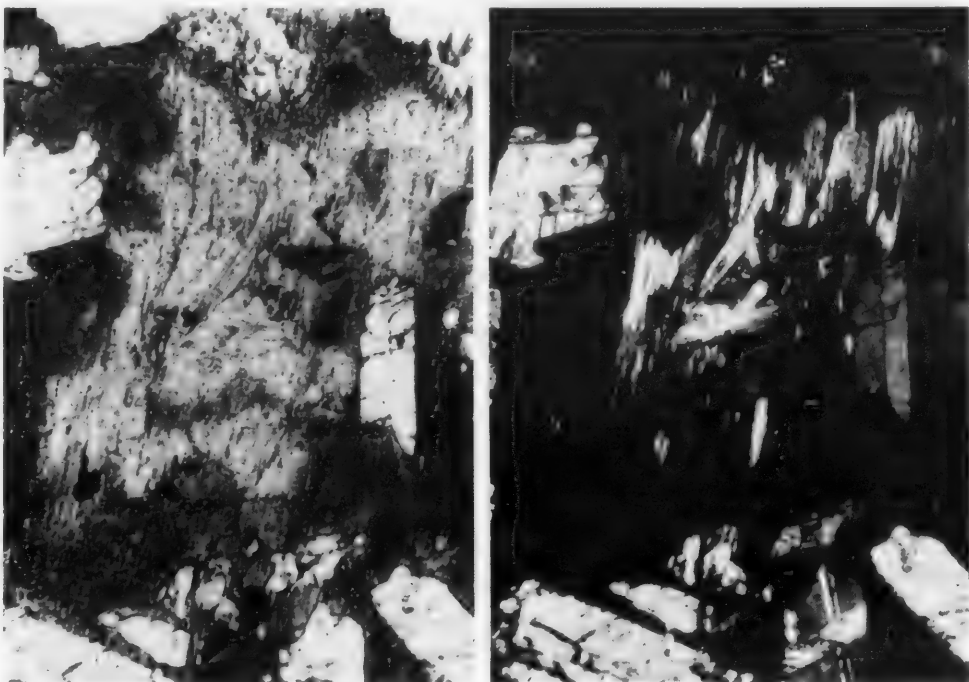


Abb. 6a u. b. Hornblendepoikilit unter // und + Nicols (Gabbroäolorit, Knodener Kopf, Vergr. annähernd 30mal). Die grüne Hornblende hat einen farblosen Kern, dessen Hauptanteil mit der Hülle gleiche optische Orientierung hat (Ho I); die unter gekreuzten Nicols aufhellenden Anteile gehören aber zur Ho II.

Es besteht (von der Asymmetrie der Spaltbarkeitsgüte abgesehen) sonst aber kein Grund, den monoklinen Charakter dieser Hornblendes aufzugeben².

b) Die braune Hornblende beschränkt sich auf die basischeren Abarten. Sie hat poikilitische Tendenz und bildet oft den inneren Anteil der grünen Hornblende. Ihr $c\gamma/2 V\alpha$ -Feld liegt innerhalb des grünen Amphibols. Eine blaßbraun-grüne Hornblende abzutrennen, ist nicht immer möglich. Biotitdurchspickung ist gewöhnlich.

¹ BENNECKE und COHEN [2] (vgl. aber auch HINTZE II, S. 1187 Anm.) wollen Zwillinge nach einer solchen als (120) zu indizierenden Richtung festgestellt haben.

² Freilich ist gelegentlich die Dispersion mindersymmetrisch als zu erwarten: eine farblose Kernpartie in grüner Hornblende zeigte die Anomalie, daß die eine Achse optisch näher an der Mittellinie lag als die andere; den grünen Saumpartien ringsum fehlt diese Erscheinung bei zugleich größerem Achsenwinkel. Im farblosen Kern lag nun die AE_r und AE_v deutlich neben der morphologischen Symmetrieebene.

Ein gelegentliches Schwanken des Achsenwinkels innerhalb verschieden intensiv gefärbter Zonen ist deutlich z. B. beim Dioritpegmatit vom Strohklängen (eng lamellierte Plagioklase 64—45% An; Erz-Apatit-Nester), wo 2 verschiedene Partien des blaßgrün-braunfleckigen, aber mikrolithenfreien poikilitischen Amphibols einen Achsenwinkel von $2V\alpha 68^\circ$ (randlich) bis 58° (zentral) haben.

c) **Farblose Hornblenden** gibt es in 2 verschiedenen $c\gamma/2V\alpha$ -Feldern: 1. die kompakte, mit der grünen bzw. braunen Hornblende koachsial verwachsene Abart, in folgendem als Ho I bezeichnet; 2. die optisch positive, stärker doppelbrechende Hornblende von $c\gamma 18^\circ$, in folgendem als Ho II bezeichnet.

Das gegenseitige Verhältnis der beiden im Schliff farblosen Hornblenden ergibt sich aus der Abb. 6. Sie zeigt eine Hornblende aus dem gabbrodioritischen Gestein des Knodener Kopf. Es führt poikilitisch um die ältere Plagioklasengeneration fleckigen bis farblosen Amphibol, der einen grüngelb pleochroitischen Saum hat. Der Hauptteil der kompakten farblosen Kernpartien löscht gemeinsam mit der Hülle aus. Einige Lamellen aber gehören zur farblosen Ho II, die man zur Strahlsteingruppe zu rechnen hat; dem Achsenwinkel nach mehr zu Aktinolith, der Auslöschungsschiefe zu Tremolit. — Sie ist hier spezielles Umlagerungsprodukt der kompakten Ho I.

Wir können zunächst mit REINHEIMER [17] annehmen, daß sich sowohl bei Plagioklasen wie Amphibol die Ca-reichere Komponente zuerst ausscheidet. — In dem Hornblende-entwicklungsschema von O. H. ERDMANNSDÖRFFER [5] ist die engere Beziehung Ho I zu Ho II noch nicht herausgestellt, da dort als farbloser Amphibol die jüngere Abart (Ho II) in der Ausbildung als *Uralit* angegeben ist. Der hier aufzuzeigende Zusammenhang wird aber wichtig, wenn die Ho II als Hinweis ehemaligen Vorhandenseins von Ho I dienen kann, vgl. weiter unten.

Die in den Dioriten nur vereinzelt auftretende farblose Ho I ist uneinheitlicher als die weiter unten noch näher zu besprechende des gabbrobetonten NE-Abschnittes. Das mag damit zusammenhängen, daß die in der niedriger temperierten Amphibolitfazies anlaufenden Umlagerungsprozesse nicht zu Ende reagierten, während für die in der höher temperierten Gabbro(amphibolit)fazies anlaufenden Prozesse der NE-lichen Gesteine sich beim Übergang in die Amphibolitfazies bessere Möglichkeiten ergaben, zu Ende zu reagieren.

Die Unregelmäßigkeiten bestehen unter anderem in folgendem: statt farbloser Kerne mit grünem Saum ausnahmsweise Kerne aus grünem Amphibol mit farbloser Hülle. (Am Heiligenberg z. B. so, daß der Kern ein Zwilling ist, während der nach (001) geriefte Außenamphibol nur die Orientierung des einen Kern-Zwillingsindividuums fortsetzt, obwohl er beide Zwillingshälften umwächst.) — Ausnahmsweise verwächst auch einmal die grüne Hornblende ($c\gamma 14^\circ$) mit der farblosen Hornblende (Ho II: $c\gamma 18^\circ$) zu Zwillingen. — Andererseits kann es vorkommen, daß quer über die Zwillingssnaht grüne wie farblose Flecken hinüberreichen und sich nur durch den Achsenwinkel unterscheiden: farblose Partien mit $2V\alpha 94^\circ$, pleochroitische Partien mit $2V\alpha 64^\circ$.

Abb. 7 zeigt die Grenze zwischen farblosem Amphibol (Ho I) und grüner Hornblende. (Knodener Kopf, GbDr. Vergr. 52mal) Die deutliche Ansammlung der gröberen Erzkörner an der Grenze kann entweder damit zusammenhängen, daß der Erzanteil durch die Zuerst-kristallisation der eisenarmen Hornblende sich am Außensaum so anreicherte, daß ihn dann auch die grüne Hornblende nicht einbauen konnte; oder aber damit, daß hier ein späteres Weiterwachsen der farblosen Hornblende auf Kosten der grünen Hornblende (beide morphologisch koachsial verwachsen!) — etwa durch Wiederanstieg der Temperatur — stattfand.

An den Grenzen von Ho II in Kernen Ho I findet in einzelnen Fällen bei xN bei voller Umdrehung keine Auslöschung statt. Entsprechendes wurde nicht nur hier, sondern auch in den Kanzelberg-, Dioriten beobachtet. Dort traten solche Effekte dann auf, wenn durch-

löcherte Hornblende reliktschen Pyroxen enthielt. Abgesehen von Erscheinungen, die durch schräg zur Schlißfläche verlaufende optische Grenzen (z. B. Zwillingsgrenzen) entstehen, wird man auch daran denken, daß Aggregatpolarisation ein Hellbleiben unter xN bewirken kann. Eine solche kann dann zustande kommen, wenn bei Gitterumbau trotz scheinbarer Intaktheit des Gesamtkristalls eine Entregelung einzelner Gitterpakete stattfindet.

Obwohl im NE-Teil die Zweiteilung in Ho I und Ho II leichter ist als bei den Dioriten, hatte LEMKE [12] die farblose und die grüne übereinstimmend gefunden. REINHEIMER hingegen maß Unterschiede. Die Gründe für die unterschiedlichen Behauptungen liegen in folgendem: LEMKE beobachtete grüne Hornblende neben farbloser Ho I. REINHEIMER suchte wasserklar Schnitte heraus, die sich zu optischen Präparaten eigneten. Er erfaßte

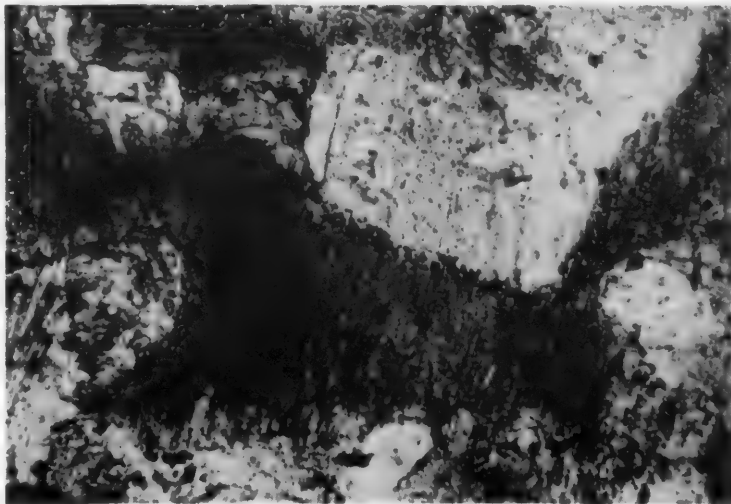


Abb. 7. Ausschnitt aus einem Hornblendepolkiliten. Ausscheidung von Erz an der Grenze zu (optisch gleich orientierten) farblosen Kernen (Laudenau, Vergr. 50mal).

daher nur die Ho II. Der nachdrückliche Hinweis von Ho I neben Ho II erscheint mir daher notwendig.

Zusammenfassend läßt sich zunächst für die Hornblenden folgendes sagen: Die helle Hornblende I ist die älteste Hornblende, sie wandelt sich in tremolitische Hornblende II um. — Die grüne Hornblende ist meist jünger, tritt zuerst gelbgrün und eisenreich auf, entmischt aber in vielen Fällen zu einer rein grünen Hornblende unter Sammelkristallisation der ausgeschiedenen Mikrolithe.

Damit ist über die Diorite und die Gabbrodiorite der Anschluß gewonnen zum Verständnis der Mineralparagenese in den Gabbros, deren Hornblenden uns noch zu beschäftigen haben.

C. Verteilung und Mineralparagenese der Lindenfels-Winterkastener Gabbros.

1. Rahmengesteine und Tektonik.

Das betreffende Gebiet schließt sich NE an die Gabbrodiorite des Zuges an. Dadurch, daß bei Lindenfels die kristallinen Schiefer (ms) der Nord- und Südflanke zusammenstoßen, ergibt sich für das Gebiet östlich Lindenfels der Grundriß einer abgeschlossenen Linse, die auf der petrographischen Skizze (Abb. 8) abgebildet ist. Der Schieferrahmen ist schwarz gestrichelt; im Ostzipfel stößt Flasergranit direkt an die Diorit-Gabbro-Linse (DrGb.). Die noch zu besprechende „Hornblende-Infektion“ ist durch Punktierung kenntlich gemacht.

Während das Buch bei Lindenfels noch aus Gesteinen besteht, die — wo man sie auch entnimmt — die beschriebenen Umwandlungen und Beziehungen der Hornblenden in den verschiedenen Stadien erkennen lassen, haben die Gabbros östlich davon zum Teil extreme Mineralkombinationen, die immer nur einzelne Glieder der allgemeinen Mafit-Reaktionsfolge zeigen. Dies kam aber bei der bisherigen Aufnahmeweise in dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet, die sich mit Probeentnahmen in den durch Brüchen aufgeschlossenen Einzelstellen begnügte, nicht zur Geltung. Neukartierung war daher notwendig.

Das Gebiet liegt an der Grenze des Blattes Neunkirchen gegen Lindenfels und Brensbach-Böllstein.

Im Gegensatz zum Diorit-Schieferverband des SW-Teiles, der sich so verhalten läßt, daß der Diorit als in situ umkristallisiertes Gestein neben intaktem

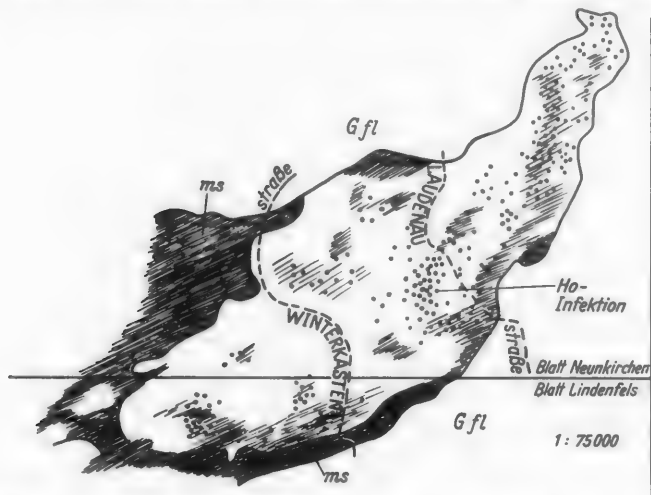


Abb. 8. Petrographische Skizze der Gabbrolinse Winterkasten-Laudenau. Maßstab 1:75000. In der SW-Ecke liegt Lindenfels, im NE grenzt Reichelsheim an. Der Gabbro (ohne Signatur) ist größtenteils von Schiefen (ms, gestrichelt) eingrahmt. Wo der Schiefer diffus im Gabbro verschwindet, wird Hornblendepolkiloblastese (punktiert) in Gabbro und Schiefer beobachtet. Im NE grenzt der Gabbro unmittelbar an den Flasergranit (Gfl, ohne Signatur außerhalb der Linse).

Schiefer liegt¹, sind hier die Grenzen zwischen Gabbro und kristallinem Rahmen hin und wieder so scharf, daß eine intrusive Platznahme des gabbroiden Materials relativ zum jetzigen Schieferrahmen anzunehmen ist. Diese ist aber nicht ringsum gleichmäßig bedeutend gewesen, da gegen Lindenfels, wo Amphibolite angrenzen, in der (schon von KLEMM erkannten) Mischgesteinszone von ms + Dr der ms-Anteil kontinuierlich zunimmt, bis sich intakte Schiefer anschließen. — Schärfer sind die Grenzen gegen Kalksilikathornfelse wie die von der Nordflanke. Im allgemeinen wird der Diorit-Gabbrokomplex gegen die Ränder zu hybrider. KLEMM hat auf der geologischen Spezialkarte, Blatt Neunkirchen, nur die Schiefer eingezeichnet, die — in sich intakt — den Rahmen für den Intrusionskomplex darstellen. Es fehlen die von mir gestrichelt eingetragenen hybriden Anteile (Abb. 8), die innerhalb der Gabbros noch ausgeschieden werden können. Dadurch entstehen größere Abweichungen gegenüber dem bisherigen Kartenbild. Dazu

¹ Das gilt aufs Ganze gesehen. Im einzelnen beobachtet man auch im SW intrusives Verhalten dioritischen Substrates. Der Mischkomplex ERLBACH [5] z. B. hat ringsum diskordanten Kontakt. Auch innerhalb der insitu-Diorite ist nicht alles stricte sensu „am Platz“ geblieben, wie das bei dem hohen Mobilisationsgrad durchaus zu erwarten ist.

kommt, daß umgekehrt wieder südlich des Laudenaus Buchs dort Schiefer eingetragen waren, wo zweifellos homogener Gabbro und Diorit überwiegt.

Es ist eben, wie schon am Anfang gesagt, schwieriger, hybride Zonen in Gabbros zu erkennen als analoge Mischzonen in Dioriten.

Die flächige Paralleltextur der Schiefer des Rahmens steht steil und fällt beiderseits unter dem Gabbro ein. Bei Gumpen („Gesäß“), also am SE-Ende, zieht die saigere PT leichtwellig N 70 E. Der Granit flasert nach der gleichen Richtung, die scheibenförmigen amphibolitischen Butzen fallen 70 N ein. — Am Benzenstein streicht eine stehengebliebene Schieferklippe (grauplattig mit verfilzten Biotit-Sillimanit-(Muskovit-)Strähnen zwischen Feldspat und Quarz) N 70 E bei Einfallen 70 nach N. Gleichsinnig zieht die schwach angedeutete Flaserung des Gabbrodiorits. (Die Klüftung hingegen, die die gleiche Streichrichtung N 70 E hat, und die durch Schiefer wie Diorit gleichsinnig hindurchsetzt, steht genau saiger, bildet also mit der Schieferung einen spitzen Winkel.)

Am NW-Flügel kann man (am Nordende von Winterkasten) N 70 E als Flaserung der Granite und als Schieferung der Biotit-Plagioklas-Schiefer messen. Hier fallen die Amphibolitlinsen im Granit entsprechend nach S ein (mit 60°).

In den Gabbros selbst ist keine durchgehende Paralleltextur zu beobachten. An einzelnen Stellen zeigen die Diorite und Gabbrodiorite der Mischzone gegen Lindenfels den Amphiboliten gleichgerichtete, zum Teil nach N gedrehte Parallelelemente. Ein Gleiches gilt für die Einschlüsse im NE (Eberbach). Andere Stellen haben abweichende Richtungen. — Während manche Nadeldiorite flächige Anordnung der Hornblenden ohne lineare Ausrichtung haben, sind dort, wo sich Einschlüsse häufen, lineare Gefüge ohne Lagentextur anzutreffen. Mangelhafte Aufschlüsse verhindern eine Verfolgung solcher Erscheinungen über größere Strecken, meist muß nach Blöcken kartiert werden.

2. Physiographie der Intrusivmasse.

Charakteristisch ist das nesterartige Auftreten grobkörniger (Biotit-)Hornblendegabbros mit Resten von Pyroxen und Olivin, die zwischen mehr dioritischen Gesteinen stecken, und die wolkige Verteilung von poikilitischen Hornblenden, die ganz dem Auftreten von Kalifeldspatwolken in den Dioriten des SW entspricht.

a) **Normale Diorite und Gabbros.** Noch als „Diorit“ wird man die Gesteine S Winterkasten (auflässige Stbr. am Benzenstein) beschreiben. In der Hauptmasse gleichförmig mittelkörnig, mit grünbrauner, nicht poikilitischer Hornblende, Biotit (mit Epidotspindeln) und Apatit, Erz und etwa 1/2 Vol.-% Plagioklas. Dieser ist — aufs Ganze gesehen — idiomorph leistung, im einzelnen aber bikonkav gegen die Mafite begrenzt und wächst xenoblastisch weiter. Die Kerne des 45—55% Anhaltigen Plagioklases heben bis 85% An. Die Gesteinsausbildung ist leicht lagig, helle Partien führen um 5% Quarz.

Dergleichen Diorite nehmen ohne scharfe Grenzen gegenüber mehr gabbroiden Gesteinen den Hauptteil des skizzierten Gebietes ein. Sie stellen sozusagen die indifferente Fülle zwischen den diffus, und ohne sichtbare Regel verteilten, räumlich kleineren Sondertypen dar.

Als „normalgabbroide“ Einschaltung im Diorit ist der grobkörnige Gabbro des Laudenaus Buchs anzusehen. Auf reliktschen Olivin, umgeben von Reaktionsrändern, folgt bei der Ausscheidung monokliner Pyroxen zwischen Bytow-

nit; sie werden insgesamt von brauner, zum Teil poikilitischer Hornblende umschlossen. — Ferner gehört hierher der Gabbro von der Westseite des Lindenfelder Buchs, der teils massig, teils schlierig-dioritpegmatitisch ausgebildet ist (vgl. REINHEIMER [17]). Er führt einen größeren Anteil heller Hornblende I als Kerne in braungrünem Amphibol. Bemerkenswert ist die frische Füllung alter Plagioklase. Abb. 9 zeigt, wie die innersten Teile der Plagioklase gleichen Anorthitgehalt wie die Hüllen haben, während das idiomorphe „Mittelstück“ getrübt erhalten ist. Poikilitisch von Hornblende umschlossene Plagioklase sind kleiner als die anderen; die Feldspatausscheidung ging also inzwischen weiter.

Saurere Differenziate sind die auf der Ostseite des Lindenfelder Buchs innerhalb des Gabbrodiorits auftretenden großkörnigen Partien, die neben bis 3 cm³ großer brauner Hornblende, ebenso großem Biotit, Akzessorien (aber wenig Erz) Plagioklase von 40–50% An führen. Letzterer, mit korridierten Kernen und Rekurrenzen, macht mehr als die Hälfte des Volums aus. Quarz ist sehr ungleichmäßig verteilt (maximal 10%). — Auch nadeldioritische Schlieren und biotitreichere Nester lassen sich als „normale Erscheinungen einer Differenziation“ verstehen. Ich habe das deswegen hier ausdrücklich vermerkt, um — im Hinblick auf die nun folgenden abweichenden Beobachtungen — dem Vorwurf vorzubeugen, es sei nun schlechterdings alles, was bisher magmatisch war, „migmatisiert“ worden.

Nicht immer weist nadelige Ausbildung auf saureren Chemismus hin: Östlich des Laudenaues Buchs führt das Gestein bis 0,7 cm lange Leisten aus grüner mikrolithengefüllter Hornblende. Auch einzelne große Biotite treten auf. Der Plagioklas hat aber 75–85, ja 90% An. — Vielleicht bestehen hier Übergänge zu den weiter unten besprochenen Flaser-gabbros. Dort sind auch die forellensteinartigen Ausbildungen besprochen, die ebenso hier hätten abgehandelt werden können.

b) Gesteine mit Hornblendepoikiloblasten. Bereits bei den vorgenannten Gesteinen war von poikilitischer Hornblende die Rede. Für Gabbros ist ja die Zuerstausscheidung von Plagioklas das übliche, so daß ein Umschlossenwerden durch später ausgeschiedenen Mafit nichts besonderes darstellt. In dem Maße, wie wir von „normalen“ Dioriten (bei denen die Hornblende älter als der Plagioklas ist!) zu Gabbros kommen, wird die Erscheinung zunehmen. Indessen nimmt im Winterkastener Raume die Ausbildung von großen Amphibolen, die alle anderen Mineralien umschließen, derart extreme Formen an, daß schließlich pflasterartig Hornblende an Hornblende stößt. — Die Kartierung ergab nun, daß diese über den Rahmen des üblichen hinausgehende Ausbildung dort auftritt, wo sich (schon im Gelände bemerkbare) größere Anteile von reliktschen Gesteinen finden lassen. Im Hinblick auf diese Reliktgesteine ist die poikilitische Ausbildung aber eine Poikiloblastese, sie muß also besonders herausgehoben werden. Insofern diese Bildung innerhalb der Gabbros auftritt, wird man sie, falls magmatische Zuführungen angenommen werden, als „autoblastisch“ (oder nicht ganz treffend „endoblastisch“) bezeichnen. Die Diskussion dieses Falles kann erst am Schluß der Arbeit vorgenommen werden. — Die Laudenaues Gabbros

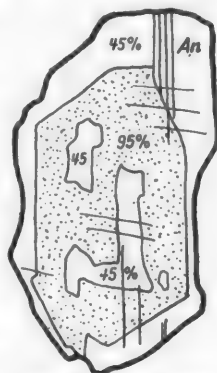


Abb. 9. Mit Andesin (45% An) gefüllter und umwachsener Plagioklaskern (95% An) aus Lindenfelder Gabbro.

zeigen diese Autoblastese am stärksten. Durch die (sehr unterschiedlich dichte) Einschaltung von Hornblendegroßkristallen werden sie den Gabbrodioriten ähnlich, wie sie von GADERNHEIM [10] und andernorts beschrieben sind.

Aber auch in den Laudenauser Gabbros steckt eine Menge Fremdmaterials, so daß das Gefüge der Hyperite, wie sie REINHEIMER abbildet, zum Teil schon metasomatisch-poikiloblastisch zu verstehen ist (siehe weiter unten).

Zum Unterschied von den Laudenauser Gesteinen haben die Lindenfelder Gabbros Hornblende (oder auch Pyroxen) und Plagioklas *nebeneinander* liegen; nie vereinigen sich hier Hornblende-poikilite zu einem Pflaster.

c) **Flasergabbros mit farbloser Hornblende.** Dieser abweichende Typ besteht aus Plagioklas und wechselnden Anteilen kompakter farbloser oder auch strahlsteinartiger Hornblende (Ho I und II), die hier offenbar nicht Pyroxen *folgt*, sondern ihn vertritt. — Die Plagioklase sind durchweg stengelig ausgerichtet¹. Die Stengelung machen die anderen Gemengteile mit. In einem Schliff mit 1350 Apatitindividuen haben 700 Individuen genau, 200 weitere annähernd, ihre Längsrichtung untereinander parallel gestellt; d. h. also 51,9% + 14,8%, zus. 66,7% lagen in der Stengelung.

Der Anorthitgehalt der Plagioklase schwankt von Stelle zu Stelle. Da derartige Gesteine nicht abgebaut werden, konnte nicht genügend Material bearbeitet werden, um Regeln aufzustellen. Neben Anorthitgesteinen finden sich solche mit 80—65% An und 60—55% An.

Die Ho II ist hier zum Teil so kompakt ausgeschieden, daß vermutlich keine Ausscheidung von Ho I voranging. Daneben beobachtet man uralitisch umgelagerten Amphibol. Oft lagern im divergentstrahligen Aggregat Erzkörner nach einer alten *c*-Richtung aufgezehrten Amphibols. — Braune Hornblende ist solchen Gesteinen fremd, sie erscheint aber poikiloblastisch eingewandert. Einen solchen Blasten zeigt Abb. 10.

In Gesteinen mit großem Plagioklasanteil (70% und mehr) liegt der Amphibol ausnahmslos in der wirrstrahlig umgesetzten Form (Ho II) vor. Diese Typen leiten über zu forellensteinartigen, manchmal gebänderten Feldspatgabbros; im Extremfalle haben wir 80% fast reinen Anorthites. Sie sind wegen beobachtbarer Übergänge zu den Flasergabbros hier angeschlossen, könnten aber auch bei den „normalen“ Gabbrotypen abgehandelt werden. Eine Bänderung kommt durch Lagentrennung zustande.

Ihr Plagioklas wird mit abnehmendem Mafitgehalt mehr isometrisch. Das Albit-Karlsbad-Gesetz ist dadurch häufig, daß sich je 2 Abitgesetz-Lamellenpakete nach dem Karlsbader Gesetz aneinanderlagern. Mafit erscheint in Häufchen, mit Apatit und Erz. Biotit findet sich nur in Filmen zwischen den Plagioklasen. In „Löchern“ sitzt etwas prehnitgesäumter Quarz.

d) **Hypersthen-Anorthitgabbros.** Schon in den unter a) genannten Gabbros findet sich gelegentlich ein Hypersthenanteil. REINHEIMER nannte diese Ausbildung hyperitisch. Die Neukartierung ergab nun, daß diese (in Steinbrüchen angeschnittenen) Gesteine nur Übergangsglieder zu Hypersthen-Anorthitgabbros

¹ „Fluidal“ kann man die Textur nicht bezeichnen, auch sonst bestehen Unterschiede zu den ebenfalls „Flasergabbro“ genannten, mannigfaltigeren Gabbros des sächsischen Erzgebirges [19].

sind, die gegen Eberbach anstehen. Mittl-körnig bis grob, stengelig ausgebildet, sonst grau und wenig auffällig, sind sie erst im Schliff von Flaser-gabbros und anderen zu unterscheiden. Wo Stengelung deutlich ist, wird sie durch die lang-leistige Ausbildung (bis 1 cm) des Hypersthens noch betont.

Der Hypersthen ist teilweise, und zwar unter pseudomorpher Erhaltung der alten Leistenform, in die helle Hornblende II umgewandelt, sonst aber ziemlich frisch und deutlich pleochroitisch.

Bisher war Hypersthengabbro nur vom Buch bei Laudenu bekannt, sofern wir von den nicht zum Heppenheim-Lindenfelder Diorit-Gabbrozug gehörenden Gesteinen um Lichtenberg absehen. — G. KLEMM [11] beschreibt ihn vom Buch als ein „dunkles, fast grobkörniges“

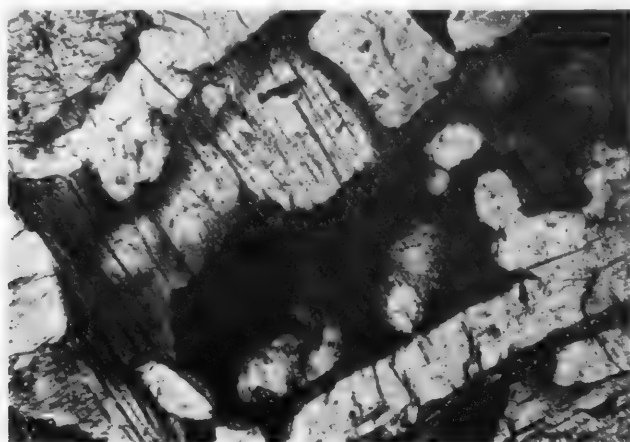


Abb. 10. Hornblendepoikiloblast um Plagioklas und farblose Hornblende. Letztere gehört zu Ho I, ist also mit dem braunen Poikiloblasten gleich orientiert, enthält aber in sich einen umgelagerten Kern H II, dessen abweichende Orientierung erst bei xN sichtbar würde (Laudenu, Vergr. 30mal).

Gestein, das „im Anfang dieses Jahrhunderts auf kurze Zeit neben schlierigem Diorit aufgeschlossen“ war. Angegeben wird Plagioklas (aus der Analyse errechnet zu Or 2,5; Ab 17,5; An 80), Hypersthen (bis 2 cm lang, mit Titaneisenblättchen, körnig bis leistig in rundlichen, feldspatdurchsetzten Anhäufungen), (poikilitische) Hornblende und Erz. — Die Analyse ergab:

si 94	al 25,5	k 0,09	c/fm 0,6	qz —12
ti 2	fm 45	mg 0,54		
	c 26,5			
	alk 3			

LEMKE gibt für die gleiche Lokalität 9,5 Vol.-% Hypersthen an.

Im Kl. Gumpener Gemeindebruch (S der „Höhe“ von Winterkasten) waren bisher poikilitische Gabbros mit Biotit und Resten blasser Hornblende beschrieben. Jetzt fanden sich *auch dort* hypersthenführende Gesteine: flächig parallel-texturiert, mit idiomorph leistigem, angerundetem Plagioklas, der mehr als 50% des Modus ausmacht und 90—95% An enthält. Neben kurzleistigem, nicht-pleochroitischem monoklinem Pyroxen ($c \gamma 45^\circ$, $2 V \gamma 70-85^\circ$) liegen langleistige bis 3 cm große intakte Hypersthene. Sie haben im Vergleich zum monoklinen Pyroxen, der durch (pseudomorphen) Amphibol ersetzt und auf xenomorphe Kernpartien reduziert ist, nur einen relativ schmalen Saum grünbrauner Hornblende. Eingeschaltet sind verschieden dicht beieinanderliegende braune Hornblendepoikilite (von 1 cm³ Größe gegenüber einer sonstigen Korngröße von

1 mm \varnothing), die den Plagioklas umschließen, Pyroxen aber nicht (mehr) enthalten. Der Erzanteil ist größer als 5%.

Ganz entsprechende Gesteine, mit einem Hyperstengehalt bis zu 35%, fanden sich aber vor allem am (3 km weiter NE liegenden) Buch bei Eberbach, von dem bisher nur „Diorite“ bekannt sind. Die Korngröße ist sehr unterschiedlich. Abgesetzte bis zentimetergroße Hypersthenstengel sind typisch.

Durch eine Sprengung im Acker ist ferner ein interessantes Gestein im oberen Teile des Tälchens, das die „Breite Irr“ bei Winterkasten vom Vogelherd bei Laudenu trennt, aufgeschlossen worden. Es handelt sich um einen grobkör-

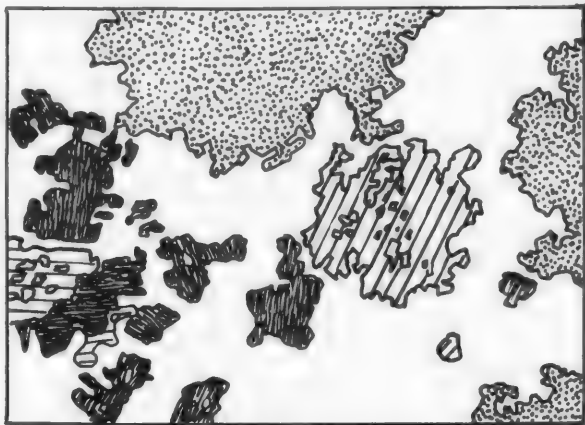


Abb. 11. Hypersthengabbro von Laudenu/Vogelherd. Lupenbild etwa 3fach vergrößert. Mafitnester (punktiert), Biotitpoikillite (gestrichelt) und Hypersthene (dunkel schraffiert) zwischen dem Plagioklas-Grundgefüge.

nigen, Biotitpoikilit-führenden Hypersthengabbro, dessen Fund somit den Bereich des Vorkommens von rhombischem Pyroxen auch nach NW erweitert.

Das Gestein zeigt zwischen leichtfluidal angeordneten Plagioklasen und einzelnen Hypersthenen kokardenartige Nester von Mafit (Abb. 11). — Ohne Nester Modus auf 100 gebracht: 45% Plagioklas, 20% Hypersthen, 10% Hornblende, 20% Biotit, 5% Erz.

Der *Plagioklas*, ein Anorthit (90—95% An), ist erstausgeschiedener Hauptgemengteil. Soweit er in hellen Anteilen zwischen den Nestern

sitzt, bildet er anorthositische Aggregate, in die sich nur einzelne größere Hypersthene, dicke (bis 2 mm lange) Apatite, Erz und gelegentlich Biotit einschalten.

In den mafitischen Nestern ist seine Korngröße geringer. Wir finden idiomorphe, jetzt verglommene bzw. kaolinisierte Anorthitleisten. An den Grenzen der Nester verwächst er diablastisch mit Hypersthen, worauf noch zurückzukommen ist.

Der *Hypersthen* bildet große, kurzprismatische, aber xenomorphe Individuen mit leicht poikilitischer Tendenz gegenüber Plagioklas. Die pleochroitischen, bis 7 mm langen Leisten haben eine Doppelbrechung von mehr als 0,018 und einen Achsenwinkel $2V\gamma$ 118—125, was einen überdurchschnittlichen Eisengehalt, also größer als 25% FeO, hinzuweisen scheint. Die Güte der Spaltbarkeit nach (110) wird von der (100)-Absonderung erreicht, so daß in schrägen Schnitten Hornblendespaltbarkeit vorgetäuscht wird. Dazu kommt, daß (gut einmeßbare) Individuen unter dem Drehtisch statt (110):(100) 135° einen effektiven Winkel von 124° hatten; Verwechslungen mit der farblosen Hornblende I sind sicher schon vorgekommen. (Entsprechende Unregelmäßigkeiten hatten wir auch schon innerhalb der farblosen Hornblende erwähnt!)

Der Hypersthen wird von der hellen Hornblende II umwachsen und anscheinend auch ersetzt. Die Abb. 12 zeigt Parallelverwachsung von Hypersthen mit Ho II und Biotit. Dasselbst die näheren Daten.

Wo sich Hornblendelamellen in den Hypersthen einschalten, liegen in der Hornblende regellos kleiner Erzkörner, während der Hypersthen nur die Einlagerung nach (100) hat.

Die *Mafitnester* enthalten den erwähnten kleinerkörnigen Plagioklas, neben ihm in den peripheren Teilen erscheinen Hypersthenreste. Beide umwächst poikilitisch ein rotbrauner, bis 2 cm großer Biotit, der auch über das Aggregat auf das Plagioklas-Hypersthen Zwischengefüge übergreift. Der reliktsche Charakter der Nester ist verschieden deutlich ausgeprägt:

zum Teil ist noch relativ viel Hypersthen vorhanden, zum Teil umschließt der Biotit nur noch Plagioklas.

Dort, wo der Biotit innerhalb des Nestes steckengeblieben ist, zeigen sich diablastische Gefüge: parallelstengelige bis leistige, auch (divergent-)strahlige Verwachsung von Hypersthen und Biotit, jeweils noch mit Plagioklasleistchen durchsetzt, tritt auf. — Hier beobachtet man auch xenoblastischen Plagioklas, der seinerseits wieder schlangentartig korrodierte Hypersthene einschließt.

Zusammenfassend können wir folgendes sagen: Die Nester zeigen im Inneren ein Nebeneinander von 1. Plagioklas + Hypersthenausscheidung, 2. Korrosion des Hypersthen und Umbildung in farblosen Amphibol II, 3. Biotitpoikiloblastese, 4. fleckige bis vollständige Chloritisierung des Biotits zu braungelben trüben Massen, teils relativ kompakt und offenbar von den Grenzen des Biotits gegen Hyp und Ho II ausgehend. Zugleich Serizitisierung des Plagioklases.

An den Grenzen der Nester hingegen haben wir ein Nebeneinander von Biotit + Hypersthen in diablastischer Verzahnung unter gleichzeitiger Feldspatunkristallisation. Dieser Biotit ist stets frisch.

Da die Biotite leicht verbogen sind, ohne daß die Mineralien daneben Kataklaste zeigen, und sie besonders zwischen Hypersthenen „eingezwängt“ werden, muß man (im Hinblick auf die Diablastese und die Hypersthenamöben im Plagioklas der Nestränder) annehmen, daß der Plagioklas in einem relativ späten Stadium, nämlich nach der (Wieder-) Ausscheidung der aus dem Nest herausgelösten Hypersthene soweit mobil gewesen ist, daß die Mafite sich „ohne Widerstand“ gegen die Biotite verschieben konnten.

Nach einem chemischen Überschlagn läßt sich die Erstarrungsgeschichte des Gesteins so verstehen, daß infolge der reichlichen Ca-Komponente zuerst der Anorthit auskristallisiert. Wegen des Mg-Reichtums folgt sofort der Hypersthen, in den auch das im Feldspat nicht verbaubare Fe untergebracht wird, soweit es nur möglich ist. — Aluminiumüberschuß bestand nach der Anorthitausscheidung nicht mehr, auch Aktinolith (Ho II) ist ja \pm tonerdefrei. Dafür kommt aber das restliche Ca — immer neben noch vorhandenem Mg! — zur Ausscheidung. Viel braucht es im Hinblick auf die cumingtonitische Ausbildung nicht zu sein, so daß sich auch hierdurch die Ähnlichkeit zwischen dem Hypersthen und der Hornblende in chemischer Hinsicht vergrößert. Im poikilitischen Biotit steckt weiteres Mg; es wirkt sich der OH- und Alkaligehalt der Nester aus. Der Rest der Sesquioxide kommt zur Ausscheidung. — Nach der Abscheidung der Hauptmasse des Ca bestimmt also bis zum Schluß der Mg-Reichtum den Erstarrungsverlauf.

3. Hinweise auf nichtmagmatische Komponenten der jetzigen Gabbros.

a) Die Flaserdiorite. Für die im SW des Heppenheimer Zuges anstehenden Diorite wurde bei der einführenden Darstellung der Problematik auf die Anzeichen hingewiesen, die eine aoritische Vorstufe ganz allgemein für die flasrigen Diorite anzunehmen erlauben. Sie haben demnach textuell das alte Parallelgefüge der Edukte „pseudomorph“ erhalten. In ihnen eingeschaltete einheitliche Partien werden als intrusiv gewordene diatektische Mobilisate verstanden.



Abb. 12. Orientierte Verwachsung Hypersthen, Hornblende, Biotit (aus Hypersthengabbro von Laudenu). Es liegt parallel die (100) des Hypersthen der (100) von Ho II bei gleicher Richtung der c-Achsen. Die Ho II ihrerseits bildet Zwillinge mit (100) als Verwachsungsfläche. Zugleich liegt die (001) des Biotites parallel der (100) von Hypersthen und Ho II. (Einmessung: (100) Hyp = 284/3, (001) Bi = 284/1; Hypersthen β 284/3, $\Delta\alpha$ = 25, $\Delta\alpha$ = 28, 2 $V\gamma$ also 126°, γ 194/1; Hornblendezwilling: γ 40/0, α 306/4 und γ 176/0, α 266/2; Konstruktion der c-Achse von Ho unter der Annahme von $c\gamma$ = 18°).

Für die im NE in und zwischen den Gabbros vorhandenen Diorite liegen die Dinge nicht anders wie im SW. Der Mischkomplex, den die Straße Winterkasten-Lindenfels durchschneidet (nördlich des Straßenknicks bis zum Dorf-anfang), berechtigt zu der Auffassung, daß die substanzielle Hauptmasse des „Diorits“ schieferigen Ursprungs ist — gegenüber einem kleineren Teil zugeführten Ichors.

Der blastische Charakter der gefüllten Plagioklase, besonders bei hornblendereichen Abarten, ist deutlich; aus der relativen Idiomorphie der Mineralien darf nicht auf eine „magmatische Ausscheidungsfolge“ geschlossen werden.

Sofern sich der dioritisierte Komplex relativ zum nichtdiortisierten Schieferahmen „intrusiv“ gehoben hat und nicht nur (bis auf die gabbroiden Nester) in situ steckengeblieben ist, ist der Verschiebungsbetrag jedenfalls gering gewesen. Das gilt für die Verzahnung gegen Lindenfels. Auf den gegen NE enger werdenden Verband Diorit + Gabbro und die *gemeinsame* Platznahme relativ zum Schieferahmen wurde schon hingewiesen.

b) Kartographische Verteilung der Hornblendepoikiloblastese. Von Bedeutung ist die sich bei der Kartierung ergebende Tatsache, daß die poikilitische Hornblende hauptsächlich dort zu finden ist, wo sich Reliktgesteine (noch) erkennen lassen. Man kann also die Großkristallbildung als (Meta-)Blastese beschreiben.

Verfasser fielen zuerst feinkörnige mafitreiche Stellen im Gabbro auf, deren Texturen, soweit sich nach den Schliffen urteilen läßt, als noch „gabbroid“ beschrieben werden konnten. Günstigere Aufschlüsse am Eberbacher Buch zeigten aber, daß es sich um Übergänge zu ophitischen Gefügen, die jetzt metamorph vorliegen, handelt. — Dazu kam, daß sich hornfelsartige Gesteine auch an den Lokalitäten mit Hornblendepoikiloblasten fanden.

Insgesamt ergibt sich die durch Punktierung kenntlich gemachte „Hornblendeinfektion“ der petrographischen Skizze.

Von einer wirklichen „Infektion“ könnte man freilich erst sprechen, wenn Zufuhr von Lösungen nachweisbar ist; sofern nicht eingehende chemische Untersuchungen vorliegen, ist das aber schwer zu beweisen. Immerhin wird man von einer \pm großen *Wanderung* der Substanz sprechen müssen, wenn die Hornblende (es ist von allen besprochenen Amphibolen ausschließlich die braune Abart) nicht nur diffus im Gestein zur Blastese ansetzt, sondern sich auch in Schlieren anreichert.

Die diffuse Blastese erzeugt (unter teilweiser Resorption der dort vorliegenden mafitischen Substanz) große rundliche Kristalle, die sich um die vorhandene Paralleltexur nicht kümmern und in denen nur noch Feldspate stecken. — Die Anreicherung in Schlieren führt zu Aggregaten kurzprismatischer Kristalle, die zopfartig verfügt sind und gelegentlich von etwas Biotit und Quarz begleitet werden. Auch eine solche *Paragenese* spricht für Zuführungen. Vielfach liegen Schlieren und Megablasten nebeneinander.

Der Ausgang der Durchaderung, Durchschlierung und Megablastenbildung von homophan gabbroiden Partien her läßt sich dort beobachten, wo es sich um kleinere, noch abgrenzbare Fremdeinschlüsse handelt, die verändert werden.

In größerem Stile fand die Infektion auf der „Breiten Irr“ statt: tapetenartig schaltet sich braune Hornblende zum Teil senkrecht zur Flaserichtung der gabbroiden Gesteine, die an sich nur farblosen Amphibol führen, ein. Wo erst vereinzelt, dann wolkenartig gehäuft, die Blastese auftritt, nimmt die Anzahl

der Erzkörner (je Flächeneinheit im Schliff) ab: in 1 cm² poikilitfreien Gesteins wurden 150—180 Erzkörner gezählt, der Poikilit hatte weniger als die Hälfte.

Die Poikiloblastese macht auch vor scharf abgesetzten Hornfelsen nicht halt, eine Erscheinung, die auch von Hornfelsen (sog. Beerbachiten u. a.) des Frankenstein bekannt ist. Die *Bevorzugung* gerade der *nichtmagmatischen* Anteile war dort aber nicht ersichtlich.

c) **Gabbro- und Diabasamphibolite.** Während saure Amphibolite bzw. Biotit-Plagioklasschiefer (sofern sie nicht in toto dioritisiert sind!) als deutlich abgrenzbare Brocken im gabbroiden Wirt liegen, halten die hier zu besprechenden Gesteine eine Mittelstellung ein. Sie sind im Grenzfalle von Gabbros nicht zu unterscheiden, verraten aber zuweilen ein ophitisches Gefüge. Man müßte sie als gabbroid regenerierte Diabasamphibolite bezeichnen. Die Angleichung ehemaliger Diabas- oder Gabbroamphibolite erfordert ja weder in struktureller noch in chemischer Hinsicht eine große Umstellung. Nicht immer läßt sich daher sicher auf das Edukt schließen. Indessen ist das Vorkommen derartiger Typen so, daß zweifellos größere Anteile als angegliche Metamorphite anzusehen sind. Abb. 13 zeigt eine solche Übergangsstruktur.

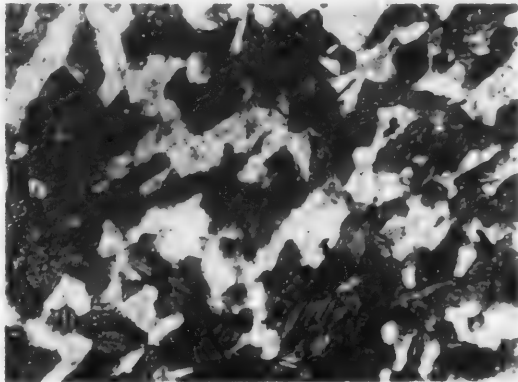


Abb. 13. Reliktisch gabbroamphibolitische Partie aus „Gabbro“. (Sowohl Gabbro wie Reliktpartien führen im allgemeinen poikilitische Hornblende; zwischen Gb und ms keine scharfe Grenzen.) Eberbach/Reichelsheim, Vergr. 27mal.

Bei Eberbach liegen die Feldspatleisten (65—75% An) zwischen grüner Hornblende mit farblosen Kernen. Daneben uralitische Bildungen; Apatit, wenig Erz; Plagioklas: Mafit = 1:1. — Gegen Gumpen auch Biotitanteile. Die Plagioklase haben zersetzte Kerne. Manche Stellen sehen vollkommen dioritisch aus (auch im SW gibt es ja, so am Seidenbuch, diabasamphibolitische Relikte in Gabbrodiorit!). Die basischeren Kerne des Plagioklas sitzen bezeichnenderweise nicht in der Mitte des Individuums, was ich auf Neuwachstum *nach* vorausgegangener Korrosion zurückführen möchte, vgl. Abb. 14.

Feinerkörnige Gesteine haben mehr Mafit als Plagioklas, sie fallen schon im Gelände als amphibolitisch auf. — Der Aufschluß S der „Höhe“ von Winterkasten vermittelt zwischen „gewöhnlichem“ Amphibolit und Gabbroamphibolit (kurzprismatische Hornblende, teilweise Plagioklas-Keulen, Anorthitgehalt 80 bis 90%, außer Erz keine Akzessorien).

Die Gabbrogesteine, die sich auf Gabbroamphibolite zurückführen lassen, bedürfen substanziell keiner Zufuhr. Nun setzen aber durch diese Gesteine leukokrat-gabbroide Schlieren und Gänge. Im Hinblick darauf, daß gabbroide Trümer in Gabbroamphibolit, granodioritische Schlieren in Biotit-Plagioklasschiefern anstehen, muß mindestens mit einem gegenseitigen Einfluß von Schliere und Nebengestein gerechnet werden. „Echte“ Zuführung pegmatitischer Lösungen

kann deswegen aber nicht außer acht gelassen werden: Quarz + Andesin + Biotit in Gängen zwischen (quarz- und biotitfreien) Gabbros. — Im Einzelfalle ist eine Entscheidung schwer. — Auch „nur“ anatektisch entstandene Gänge könnten Kontaktsäume ausbilden. Wir wissen hierüber nichts sicheres.

d) **Hypersthen-Anorthitschiefer.** Die Hypersthenkomponente der hiesigen Gabbros ist bislang stillschweigend als „magmatisch“ (noritisch) angesehen worden. Da sich aber innerhalb der hypersthenführenden Gabbros nicht nur die besprochenen eigenartigen Mafitnester finden, sondern (immerhin kubikmetergroße) Einschlüsse von Anorthit-Hypersthenfels, ist hier eine gewisse Reserve am Platze.

Auch die Lichtenberger Hypersthen-gabbros enthalten dergleichen Relikte. KLEMM [9] schreibt z. B.: „Auffällig ist das häufige Vorkommen dunkler, feinkörniger Gesteine, die das aplitische Gefüge

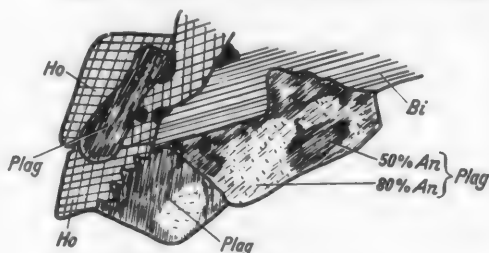


Abb. 14.

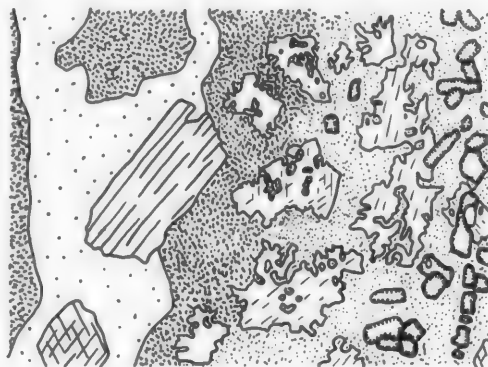


Abb. 15.

Abb. 14. Verwirrtes Reliktgefüge in „Gabbro“ (nördlich Gumpen, Vergr. 20mal). Keulenförmige Plagioklasen in Hornblende. Größere xenoblastische Plagioklasen mit exzentrisch sitzenden Kernen aggressiv gegen Biotit und Hornblende.

Abb. 15. Dioritpegmatitischer Gang aus Quarz (weitpunktiert) und großen prismatischen Hornblenden (gestrichelt) setzt in Pyroxen-Amphibolit auf (östlich Winterkasten, Vergr. 13mal). In der Übergangszone hornfelsartig mit verglimmerten Andesinen (engpunktiert), dazu Hornblendepoikiloblasten (gestrichelt). In größerer Entfernung vom Trum Pyroxen (gerändelte Kontur) neben Hornblende und weniger stark sorzitisiertem Plagioklas (dünne Punktierung).

der Beerbachite besitzen und sehr reich an Hypersthen sind.“ — Damals galten die odenwälder Beerbachite noch für Ganggesteine, heute sind sie als Einschlüsse erkannt.

Der jetzt aufgeschlossene Einschluß im Laudenaus Bruch (Gipfel des Buchs) ist ein graues Gestein aus Plagioklas und Hypersthen in etwa 0,1 mm großen Individuen. Der pleochroitische Pyroxen ist rundlich, der Plagioklas leistungsfähig, aber gegen Hypersthen xenomorph, es verhält sich also so ähnlich wie der Plagioklas der feinkörnigen Amphibolite gegen die Hornblende. Wie bei den Amphiboliten sind einige größere, nach (010) und π verzwilligte isometrische Plagioklasen eingeschaltet. Gelegentlich treten Biotitlamellen auf. Der Modus des mäßig paralleltexturierten Gesteins ist: große Plagioklasen 2%, „Grundmasse“ Plagioklasen 48%, Hypersthen 46%, Erz 4%.

Schlägt man das Erz als Fe_3O_4 zum rhombischen Pyroxen, so ergibt sich etwa ein Hypersthen von der Formel $\text{FeO}, \text{MgO}, 2\text{SiO}_2$. Der Plagioklas ist Anorthit. Der Chemismus errechnet sich dann folgendermaßen:

Formel	MgO	FeO	CaO	Al_2O_3	2SiO_2	(Hypersthen)
	—	—	—	—	2SiO_2	(Anorthit)
Molgewicht	40,3	71,8	—	—	120,1	= 232,2
	—	—	56,1	102,0	120,1	= 278,2
in %	17,4	31,0	—	—	51,6	= 100,0
	—	—	20,1	36,6	43,3	= 100,0

Dichteverhältnis 3,55:2,77 = 56:44, ergibt bei gleichen Volumanteilen					
56:44	9,7	17,3	—	—	28,8
	—	—	8,9	16,2	19,1
	9,7	17,3	8,9	16,2	47,9 = 100,0
	MgO	FeO	CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂
<i>Molzahl</i>	0,24	0,24	0,16	0,16	0,80 = 1,60
<i>in %</i>	15	15	10	10	50 = 100
	30	30	20	20	100
	fm = 60		c = 20	al = 20	si = 100
	mg = 0,5				

Er ist „beerbachitisch“ (Beerbachit nach TRÖGER [18] hat 23 % Hyp) bis „troktolitisch“. Ein Magma dieser Zusammensetzung gäbe einen Eukrit (Anorthitgabbro, vgl. TRÖGER Nr. 358) oder Hornblendit (nach NIGGLI: si 80, al 15, fm 60, c 20, alk 5, mg 0,5). Eine „Gabbroidisierung“ des betreffenden metamorphen Einschlusses wäre also ohne weiteres denkbar.

Die umgekehrte Möglichkeit, daß der Einschluß vom Gabbro her „hypersthenisiert“ wurde, was man anderwärts auch schon angenommen hat, möchte ich *hier* ausschließen, nicht zuletzt im Hinblick auf die Paragenese mit Anorthit; dann aber auch, weil es an sich näher liegt, eine Assimilation von kalkigen und ton-eisen-magnesiareichen Schiefern, wie sie genug anstehen, anzunehmen. — Wir haben dann auch eine Erklärung für die reliktschen Mafitnester des Hypersthengabbros: es sind in ihnen die letzten Reste eines (zum Hypersthengabbro „magma“ regenerierten) Substrates zu sehen. Dies, zumal der rötliche Biotit, der sich aus den Nestern heraus bildet, dem ähnelt, den P. RAMDOHR vom „Glimmerperidotit“ des „Kalten Tales“ beschreibt [16]. Jenes Gestein ist aber ebenfalls kein magmatisches Produkt, sondern das Ergebnis magmennaher Umkristallisation (aus Orthophyrtuffen usw.).

e) Schiefer und Schieferhornfelse mit farbloser Hornblende. Überall, wo Hornblendepoikiloblastese auftritt, lassen sich Reliktgesteine finden. Allein die Flaser-gabbros, die die farblose Hornblende führen, machen eine Ausnahme. Sollten sie etwa in toto magmatisierter Altbestand sein? Folgende Gründe rechtfertigen eine solche Frage:

1. Hornblendepoikiloblastese tritt vorwiegend in hybriden Zonen auf.
2. Reliktfreiheit eines magmatischen Gesteins bedeutet störungsfreiere Ausbildung der Struktur. In diesem Sinne „magmatischer“ sind aber die massigen Typen, nicht diese örtlich zwischen reliktreicher Umgebung auftretenden Flaser-gabbros. Die „magmatischeren“ Gabbros enthalten aber zum mindesten in Nestern Relikte.
3. Die Verteilung der farblosen Hornblende innerhalb des Gabbrokomplexes ist nicht gleichmäßig. Die Häufigkeit ist gering¹.

¹ Sieht man das Schliffmaterial des Gebietes zwischen Gronau/Reichenbach über Lindenfels nach NE durch und auch das des NW davor gelagerten Zuges Reichenbach/Lichtenberg (vgl. Ergänzung zu Tabelle 2), so ergibt sich ein Schwerpunkt der farblosen Hornblende im Raume Laudenau; vgl. auch [12]. Außerhalb dieses Schwerpunktes tritt sie zurück trotz sonst ganz gleicher Gesteine; so sollte man z. B. im Märkerwald (grüne Hornblende mit blauem Saum) wie in dem ihm ähnlichen Gestein vom Gaßnersberg bei Lichtenberg (mit Pyroxen, Hypersthen, grüner Hornblende) ihr Auftreten erwarten; und andernorts ist es entsprechend. — Während Pyroxen → braune Ho → grüne Hornblende eine deutliche Aufeinanderfolge zeigen, tritt farblose Ho unabhängig von dieser genetisch verständlichen Folge einmal auf und fehlt ein andermal, ohne daß eine Abhängigkeit von vorangegangener oder gleichzeitiger Pyroxenanwesenheit festzustellen wäre.

4. Quarzdiorite von anderen Stellen des Odenwaldes führen die blasse Hornblende in Einschlüssen¹.

5. In den Hornfelsen des Schieferrahmens der Gabbros erscheint der farblose Amphibol gebunden an konkretionäre Bildungen und wird von brauner Hornblende ersetzt.

Besonders der letzte Punkt bedarf einer näheren Beschreibung². Es wird also von der Annahme ausgegangen, daß der farblosen Hornblende (Ho I) eine Sonderstellung zukommt und daß ihr Auftreten in den metamorphen Schiefen auch genetisch-substanziell etwas mit den Flaser-gabbros zu tun hat.

In den Kolmbach-Breitenwiesener Amphiboliten (die KLEMM — s. Erl. zur geologischen Karte — näher gegliedert hat) stecken teilmobilisierte Partien: so haben wir z. B. ein parallel-texturiertes Gestein mit grüner Hornblende, leistung klaren Plagioklasen (schon das Gipsplättchen bestätigt die PT) und Erz. — Daneben, oft im gleichen Schliff erfaßbar, trübe hornfelsartig verfestigte Plagioklase. Wieder daneben grobkörnige „Schlieren“ mit Biotit und gleichzeitig farblosem Amphibol. Die Grenze geht mitunter quer durch ein Hornblendeaggregat, das also teils grün, teils farblos ist. In bezug auf zerbrochene Zirkone, deren beide Bruchhälften gesondert liegen, ist die Gesamtkristallisation jünger. — Klüfte mit Prehnit und Calcit.

Dazwischen finden sich nun Stellen, die linsige bis kugelige Nester aus kleinen, rundlichen farblosen Hornblenden enthalten.

In solchen Hornblendenestern, die unwillkürlich an die Hypersthenester erinnern, beginnt eine braungrüne Hornblende poikilitisch zwischen der kleinen, farblosen, augitartigen zu wachsen. Sie umschließt endlich die farblosen Hornblendekörner, um sie aufzuzehren. Nur bei größeren Aggregaten bleibt der Poikilit innerhalb der Körner stecken. Zwei verschiedene Stadien dieser Bildung zeigen die Abb. 16a und b. (In den Nestern der Hypersthengabbros besorgte das der poikilitische Biotit.)

Wenn überhaupt die Bezeichnung „kontaktmetamorphe Sedimente“, wie KLEMM solche Gesteine nennt, zutreffend ist, dann muß man in solchen Vorkommen das mono-metamorphe Produkt sedimentär-konkretionärer Gebilde sehen. Nimmt man dies an oder will man (was hier weniger wahrscheinlich ist) diabasisch-variolitische Strukturen herauslesen, ganz gleich: Da solche Produkte in pyroxenführenden Hornfelsen auftreten, also *neben* Pyroxen, muß der farblosen Hornblende eine Sonderstellung eingeräumt werden. Sowohl in den metamorphen wie in den gabbroiden Vorkommen erscheint die farblose Hornblende (Ho I) als älteste, ja reliktsche Komponente.

Es ist anzunehmen, daß zumindest ein Teil der „Flaser-gabbros“ kalkreiche

¹ So z. B. im „Gh“ des östlichen Felsberges: Umkristallisierte Grundgefügeplagioklase, leistung zwillinglamellierte Großplagioklase wechselnder Idiomorphie. — Ausscheidungsfolge: Augit + farblose kompakte Hornblende. — Blasse Hornblende in Häufchen. — Intensiv grünblaue Hornblende. — Feldspatgrundgefüge, Biotit, grüne Ho. — Feldspatgrundgefüge (40–34% An), große zonare Plag: 70–40–35% An. — Die Hornblendehäufchen, umgeben von größeren jüngeren Biotiten, sind die gleichen wie im Fleckendiorit. Farblose Hornblende wird von grüner umwachsen. Letztere amöbiert den Feldspat. Der Biotit wird poikilitisch.

² Auch die Flaser-gabbros des sächsischen Mittelgebirges [19] stecken zwischen Metamorphiten, sie schaffen durch Texturübergänge und Hornblendisierung ein ähnliches Problem wie die umstrittenen Böllsteiner Gabbros [15]. — In *unserem* Falle ist jedenfalls die Flaserung nicht Ergebnis einer postintrusiven Deformation und auch nicht mit der Flaserung der Diorite ohne weiteres vergleichbar.

metamorphe Gesteine waren, die im Einflußbereich gabbroider Mobilisation umkristallisierten und zugleich mit Poikiloblasten infiziert wurden. Mehr als einen solchen Hinweis lassen die schlechten Aufschlußverhältnisse gerade in Gegenden, wo Kontakte zu suchen wären, nicht zu.

Es ist aber an die Untersuchungen von S. MATTHES [13] zu erinnern, die er an biotitführenden „Metabasiteinschaltungen in Serpentinivorkommen des sächsisch-fichtelgebirgischen Kristallins“ vornahm. Auch MATTHES hat in der „Gruppe der eklogitähnlichen Granat-Pyroxen-Amphibolgesteine“ eine helle kalkreiche Hornblende, die man bedingt mit der odenwälder farblosen Hornblende vergleichen kann.

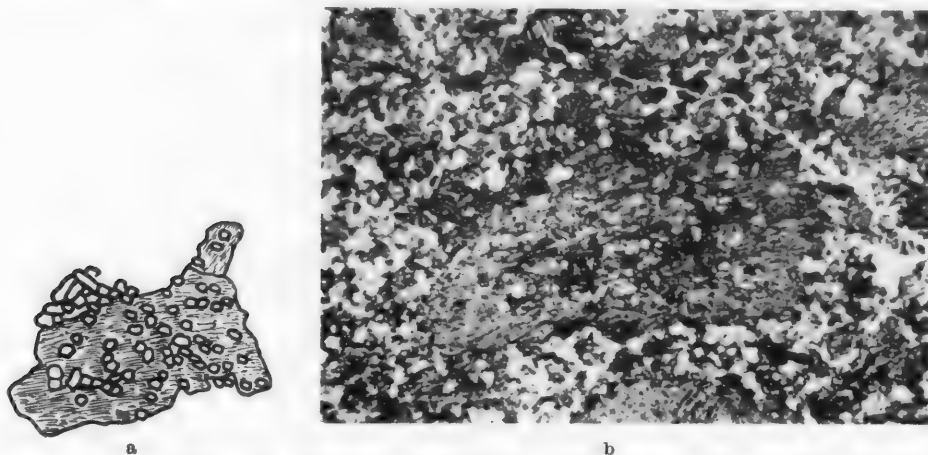
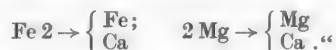


Abb. 16a u. b. Bildung von Poikiloblasten aus brauner Hornblende an Stelle von Nestern aus farbloser Hornblende. (Hornfelsartige Amphibolite von Kolmbach, Vergr. etwa 50mal.) a Der Poikilit steckt „noch“ teilweise innerhalb des Nestes; b der Poikilit hat das Nest umwuchert und aufgezehrt. Der gestörte Innenbau ist aber deutlich zu erkennen.

MATTHES schreibt: „Es muß also bei dieser noch wenig bekannten, aber für gewisse metamorphe Mineralassoziationen ungemein charakteristischen Hornblendeart eine weitgehende Substitution im Gitter durch Ca angenommen werden:



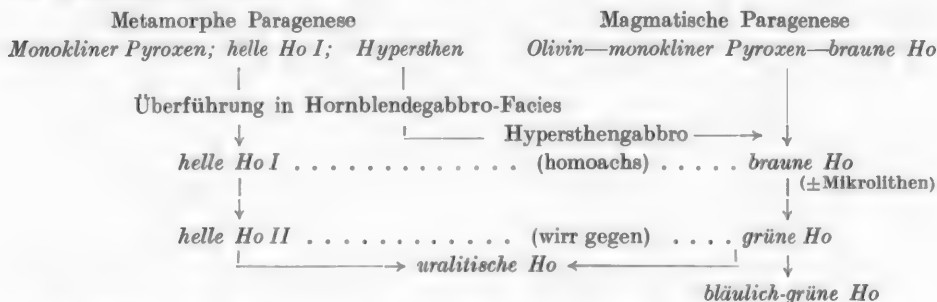
(S.120). MATTHES zeigt im ternären Diagramm mit den Komponenten (A = Tonerde + Ferrioxyd B = Magnesia und Ferrooxyd, C = Kalk), daß die Analysenpunkte dieser Hornblendens vollkommen im Felde der diopsidischen und omphazitischen Pyroxene zu liegen kommen. Er findet für die schwach absorbierende smaragditische Ho eine max. Doppelbrechung um 0,027; $c\gamma$ 14–16 und $2V\alpha$ 74°; für die kräftiger absorbierende Innenzone entsprechend: 0,022; 18–22, 84–88.

Bei allen Unterschieden ist bemerkenswert, daß die an Stelle des Pyroxens tretende farblose Hornblende charakteristisch ist für eine metamorphe Fazies, und daß sie mit Orthaugiten vergesellschaftet vorkommt.

Man wird in Gebieten komplexer Mobilisationsvorgänge jedenfalls damit rechnen müssen, daß „magmatische“ Strukturen auch dort metamorphen Altbeständen aufgeprägt sind, wo das Produkt nicht in Richtung Granit oder Granodiorit geht.

4. Das modifizierte Hornblende-Reaktionsschema.

Vorstehende Ausführungen legen folgendes erweiterte Entwicklungsschema der Hornblenden nahe:



Es besagt, daß der Gabbro Olivin und monoklinen Pyroxen abbaut und sich auf die Paragenese Plagioklas + Hornblende einstellt. Aus dem metamorphen Altbestand wird Hypersthen zur Bildung von Hypersthen-Anorthitgabbro entnommen, noch erhaltene helle Hornblende (Ho I) wird von poikilitischer brauner Hornblende umwachsen. Die braune Hornblende geht bei der Differentiation in grüne über, sie ist als typisches Mineral der Diorit-Amphibolitfazies in den Gesteinen des SW-Teiles der primär vorhandene Mafit. Die helle kompakte Hornblende (Ho I) ist in der Paragenese mit grüner Hornblende instabil und wandelt sich in eine strahlsteinartige Hornblende um. Auch der Hypersthen bekommt Säume dieser Hornblende II. — Schließlich bekommt die grüne Hornblende bläuliche Außenzonen gegen Restausscheidungen, die saureren Plagioklas, Biotit und Quarz führen. Umgewandelte Kernaggregate werden als uralitisch bezeichnet.

D. Magmatisierung unter Stoffzufuhr.

Übersieht man die räumliche Verteilung der besprochenen Typen, so ergibt sich unter Berücksichtigung des Hornblende-Schemas folgendes:

Im SW des Lindenfels-Laudenauer Gebietes, das die petrographische Skizze abbildet, stehen ± „normale“ Diorite an, die eine Mischzone mit den angrenzenden Schieferen bilden. Das Lindenfelser und das Laudenauer Buch haben grobkörnige, gleichförmige Gabbros, dort sind gewissermaßen Zentren optimaler magmatischer Erstarrungsbedingungen. Peripher zu ihnen findet sich die Hauptmenge der pegmatitartigen Zwischenschaltungen. Um diese homophanen Zentren herum stehen, wahllos verteilt und nur gelegentlich aufgeschlossen, neben und in indifferenten Gabbros und Dioriten einzelne jetzt gabbroide Gesteine an, die regenerierte Altbestände verraten. In diesen Gesteinen bilden sich bevorzugt Hornblendeblasten. Dort wo die Altbestände zu nahe den homophanen Zentren kommen, werden sie zu ± reliktfreien Gabbros umkristallisiert.

Man hätte sich also vorzustellen, daß von Herden ausgehend, eine aus den verschiedensten schieferigen Gesteinen, Amphiboliten und Hornfelsen bestehende Zone angeheizt, mit pegmatitischen Lösungen durchsetzt und mit Hornblenden infiziert wurde. Eine dabei stattfindende Regeneration muß je nach der Lage zum Herd verschieden ausfallen. Während in unmittelbarer Nähe des Herdes der Altbestand unterschiedlos eingeschmolzen wurde, um schließlich mit den

intrudierenden Anteilen als hybrides Magma gefördert zu werden, reicht die Gabbroidisierung in ferner liegenden Zonen nur dazu aus, die am leichtesten anpaßbaren Amphibolite \pm in situ umzukristallisieren¹.

Die Abb. 17 ist als *schematische* Darstellung der geschilderten Verhältnisse zu verstehen.

In diesem Schema habe ich die pegmatitischen Schlieren erst vom Hypersthengabbro ausgehen lassen. Damit soll angedeutet werden, daß der Hypersthengabbro ein tatsächliches (diataktisches) Magma gewesen ist und daß die trockene Gabbroschmelze möglicherweise erst durch die Aufnahme der OH-haltigen Dachgesteine in die Lage kam, Pegmatite usw. abzuspalten. Tatsache

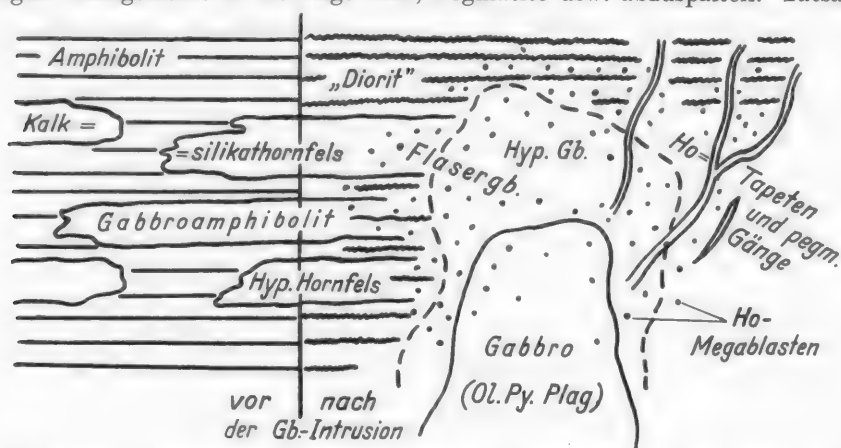


Abb. 17. Schema der Dioritisierung und Gabbroidisierung im Mobilisationshof des Gabbros (Aufriß vor und nach der Platznahme des „echt“ magmatischen Anteils). Erläuterung im Text.

ist jedenfalls, daß nur die Hypersthengabbro nennenswerte Mengen Biotit führen; es wurde ja darauf hingewiesen, daß man den Wasser- wie den Alkalianteil in den Mafitnestern zu suchen habe, aus denen heraus die Biotitpoikiloblastese vonstatten geht.

Der Fall, daß durch Assimilationsvorgänge Norite (Hypersthen!) entstehen, wird bereits von BARTH [1] diskutiert.

Er schreibt (S. 104): „... durch Reaktion kann hier das tonige Material einverleibt werden. Hierdurch wird Wärme verbraucht, und aus dem Basaltmagma kristallisieren infolgedessen Plagioklas und Pyroxen. Durch die Zufuhr von Tonerde wird der Pyroxen nicht, wie gewöhnlich, diopsidisch werden, sondern enstatitisch; das Gestein wird also kein Gabbro, sondern ein Norit. Hieraus folgt, daß Norit aus einem mit tonigem Material verunreinigtem Basaltmagma entstehen kann.“

Für die ungewöhnlicheren Gabbrotypen kann man den übernächsten Satz von BARTH in Anspruch nehmen: „Ungewöhnliche Gesteinstypen entstehen erst, wenn das Magma auf besonders eigenartige Sedimente stößt.“

Für die Hornblendepoikiloblastese in die weitere Umgebung liefert das Magma zunächst „nur“ thermische Energie. Stoffverschiebungen innerhalb der

¹ Die Kalksilikatschiefer des Vogelherds von Laudenau blieben dabei besser erhalten. Überhaupt hat man die größere Mannigfaltigkeit der Gesteine des NE aus dem größerem Artenreichtum der zur Mobilisierung zur Verfügung stehenden Metamorphite zu verstehen. Im SW sind sowohl Schiefer wie Diorite eintöniger (KLEMM: Ver. Erdkd. Bd, 5, H. 1, S. 23–42).

Mobilisate und in die Mobilisate hinein sind zu erwarten und von Fall zu Fall nachzuweisen.

Durch diese Darstellungsweise wird auch verständlich, wieso KLEMM der Ansicht war, daß die Diorite des Odenwaldes samt und sonders nichts anderes als endogene Kontaktausbildungen der Gabbros gegen die Rahmengesteine darstellten. Er schreibt z. B. [8]:

„Im Kontakt mit den Sedimenten gehen ... die Gabbros ... in Diorite über, besonders in den Apophysen, welche in letztere eindringen und oft noch deutliche Bruchstücke von Granatfels umschließen.“

„Zwischen Laudenau und Winterkasten kann man verfolgen ... (wie) ... der im ‚Buch‘ aufgeschlossene ... gabbroartige Diorit gegen die metamorphen Schiefer hin in normalen Diorit übergeht. — Auch am Süden des Dorfes steht ein verhältnismäßig grobkörniger ... Gabbrodiorit an, dessen Randzone gegen die korundführenden Hornfelse und Granatfelse ebenfalls rein dioritisches Gefüge hat.“

KLEMM sah richtig die Zwischenstellung der Diorite zwischen Schiefer und Gabbros, aber es fehlte noch die konkrete Vorstellung, *als was* der „Kontakt“ zu verstehen ist. In unserer Betrachtung ist ja wichtig, daß der Diorit *substanziell* mit dem Schieferrahmen in Verbindung steht, ja, daß sogar der Gabbro selbst hybrid ist. — Da KLEMM aber selbst gelegentlich Dr-ms-Mischzonen kartierte:

„... ein Gestein, das aus annähernd parallelen Lagen dunklen feinkörnigen Hornfels besteht, durchzogen von entschieden dioritischen Bändern. Die Grenzen zwischen dem Diorit und dem Hornfels sind durchaus unscharf [8].“

„... die Einschlüsse von feinkörnigem Amphibolit ... erscheinen ... nur noch als dunklere Schlieren.“

wird man annehmen, daß auch er substanzielle Umbildung ms → Dr für möglich hielt.

Wir können uns heute so präzisieren: Durch Änderung der p,t-Bedingungen stellt sich im Zusammenhange mit magmatischen Zuführungen eine Mineralfazies ein, in der metamorphe und magmatische Paragenesen konvergieren [6]. Das Aussteigen der thermischen Energie mobilisierte im SW des Heppenheim-Lindenfelder Zuges die Substrate zu *Dioriten*, wobei sich *granitische Lösungen einschalten und Kalifeldspatblasten* auftreten. Es mobilisierte im NE die Substrate zu *Gabbros*, wobei sich *dioritische Lösungen einschalten und Hornblendeblasten* auftreten. — Die Hornblendenden der Edukte gleichen sich, sofern sie von denen der Produkte verschieden sind, der neu eingestellten Mineralfazies an.

Literatur.

- [1] BARTH, T.: In BARTH-CORRENS-ESKOLA, Die Entstehung der Gesteine. 1939. —
- [2] BENECKE u. COHEN: Geognostische Beschreibung der Umgebung von Heidelberg. 1881. —
- [3] BEREK, M.: Grundsätzliches zur Bestimmung der optischen Indikatrix mit Hilfe des Universaldrehtisches. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 29 (1949). — [4] DRESCHER-KADEN, F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Berlin: Springer 1948. — [5] ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Die Diorite des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Entstehungsweise. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 1 (1949) S. 1. — [6] ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Aus dem Grenzgebiet Magmatisch-Metamorph. Z. dtsh. geol. Ges. Bd. 100 (1948). — [7] HUTTENLOCHER, H. F.: Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbano. Die gabbroiden Gesteine von Anzola. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 22 (1942). — [8] KLEMM, G.: Erläuterungen zur geol. Karte von Hessen: Blatt Neunkirchen 1919 und Lindenfels 1933. — [9] KLEMM, G.: Bericht

über die geologische Aufnahme des Blattes Neunkirchen. Notizbl. Ver. Erdkd. Darmstadt Bd. 4 (1913) Nr. 34. — [10] KLEMM, G.: Der Granatfels von Gadernheim im Odenwald und seine Nebengesteine. Notizbl. Ver. Erdkd. Darmstadt Bd. 5, (1919) Nr. 4. — [11] KLEMM, G.: Einschlüsse von Fremdgesteinen in den Dioriten des Odenwaldes. Notizbl. Ver. Erdkd. Darmstadt Bd. 5, (1930) Nr. 13. — [12] LEMKE, E.: Dunkle polierbare Gesteine des Odenwaldes. Z. prakt. Geol. H. 9 (1940). — [13] MATTHES, S.: Metabasiteinschaltungen in Serpentinittvorkommen des sächsisch-fichtelgebirgischen Kristallin. Mineral., Petrogr. Mitt., N.F. Bd. 52 (1941). — [14] NICKEL, E.: Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefen im westlichen Odenwald. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 1 (1948) H. 4. — [15] RAMDOHR, P.: Die 'Gabbros' des Böllsteiner Gebietes. Notizbl. Ver. Erdkd. Darmstadt Bd. 5 (1923) Nr. 5. — [16] RAMDOHR, P.: Die Eisenerzlager des Oberharzer Diabas-zuges und ihr Verhalten im Bereich des Brockengranits. Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Beil.-Bd., Abt. A (1927). — [17] REINHEIMER, S.: Der Diorit vom Buch bei Lindenfels im Odenwald. Diss. Heidelberg 1920. — [18] TRÖGER, E.: Spezielle Petrographie der Eruptiv-gesteine. Berlin 1935. — [19] UHLIG, J.: Die Gruppe der Flaser-gabbros im sächsischen Mittelgebirge. Z. deutsch. geol. Ges. Bd. 59 (1907).

Dozent Dr. ERWIN NICKEL, (21) Münster i. Westf., Grüner Grund 40.

Kontinuierliche Schwärzungskurven und diffuse Röntgenstrahlenreflexe bei Einschlußverbindungen*.

Von

WERNER BORCHERT, München.

Mit 8 Textabbildungen.

(Eingegangen am 10. März 1951.)

Kontinuierliche Schwärzungskurven auf Röntgenaufnahmen von Einkristallen, bei denen bedingt durch Wachstums- oder Umwandlungsvorgänge ein- bzw. zweidimensionale Überstrukturen vorliegen, sind besonders in den letzten Jahren Gegenstand eingehender Untersuchungen gewesen [1]. In diesen Fällen stehen die Schwärzungskurven in direkter Beziehung zur möglichen Periodizität des normalen Gitters.

Hiervon abweichend wurden von uns bei röntgenographischen Untersuchungen an Einschlußverbindungen „eindimensionale Schichtlinien“ gefunden, die im Hinblick auf die mit ihnen verbundene Gitterperiodizität in keiner Beziehung zu den gleichzeitig auftretenden *scharfen* Einzelreflexen stehen.

Im folgenden möge über die eindimensionale Anordnung von Fettsäureketten in Harnstoff-Fettsäure-Addukten berichtet werden. Nach Untersuchungen von M. F. BENGEL [2] und W. SCHLENK [3] ist der Harnstoff befähigt, mit Paraffin-Kohlenwasserstoffen sowie sauerstoffhaltigen, aliphatischen Molekülen gut kristallisierte Einschlußverbindungen zu bilden. Bemerkenswert ist, daß die Einlagerung von langkettigen Molekülen in keinem ganzzahligen Molverhältnis zum Harnstoff steht, sondern daß das Mengenverhältnis eine strenge Abhängigkeit von der Kettenlänge des eingelagerten Moleküls aufweist.

Nach Strukturuntersuchungen von C. HERMANN [3] an Cetanharnstoff bilden die Harnstoffmoleküle unabhängig vom Einschluß und abweichend vom reinen, tetragonalen Harnstoff ein hexagonales Gitter aus.

Raumgruppe: $D_6^2 - C_{6v}^{22}$; $a = 8,20 \text{ \AA}$, $c = 11,1 \text{ \AA}$;
 $Z = 6$ Moleküle $\text{CO}(\text{NH}_2)_2$.

Koordinaten:

C und O in (b) $x, \bar{x}, 0$; $x, 2x, \frac{1}{3}$; $2\bar{x}, \bar{x}, \frac{2}{3}$;
 $\bar{x}, x, \frac{1}{2}$; $\bar{x}, 2\bar{x}, \frac{5}{6}$; $2x, x, \frac{1}{6}$;
N in (c) x, y, z ; $\bar{y}, x - y, \frac{1}{3} + z$; $y - x, \bar{x}, \frac{2}{3} + z$;
 $\bar{y}, \bar{x}, \bar{z}$; $x, x - y, \frac{1}{3} - z$; $y - x, y, \frac{2}{3} - z$;
 $\bar{x}, \bar{y}, \frac{1}{2}z$; $y - x, \frac{5}{6} + z$; $x - y, x, \frac{1}{6} + z$;
 $y, x, \frac{1}{2} - z$; $\bar{x}, y - x, \frac{5}{6} - z$; $x - y, \bar{y}, \frac{1}{6} - z$.

Die Anordnung ist in Abb. 1 wiedergegeben. Aus den Abbildungen wird verständlich, daß das Harnstoffgerüst in Richtung der c -Achse Hohlräume auf-

* Herrn Professor Dr. O. H. ERDMANNSDÖRFFER zur Vollendung seines 75. Lebensjahres in Dankbarkeit gewidmet.

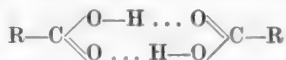
weist, in welche bei passendem Moleküldurchmesser Kettenmoleküle aufgenommen werden können.

Die in Abb. 2—4 wiedergegebenen Einkristallaufnahmen (*c*-Achse steht vertikal) lassen einerseits in der Abfolge von Einzelreflexen in einem Lauediagramm die strenge, dreidimensionale Periodizität des Harnstoffgerüsts und andererseits in den kontinuierlichen Schichtlinien in der Nähe des Meridians die eindimensionale Periodizität der eingelagerten Fettsäureketten erkennen.

Bei den vorliegenden Versuchsbedingungen: Cu-Anode, Ni-Filter, 35 kV, 20 mA, Belichtungszeit 2 Std bildet das polychromatische Röntgenlicht ein Lauebild des Harnstoffgerüsts ab, und zwar in Abhängigkeit von der Lage des Kristalls, während die monochromatische $\text{Cu}_{K\alpha}$ -Strahlung Anlaß zur Ausbildung der kontinuierlichen Schichtlinienabfolge ist, welche von den eingelagerten Fettsäureketten herrührt.

Aus den verschiedenen Ordnungen der Schichtlinien läßt sich die Periodizität entlang der Fettsäureketten bestimmen (vgl. Tabelle 1). Ein Vergleich der verschiedenen Identitätsperioden zeigt, daß in *keinem* Fall eine rationale Beziehung zur *c*-Achse, $c = 11,1 \text{ \AA}$, des Harnstoffgerüstgitters besteht. Beim Übergang von einem Glied der homologen Fettsäurereihe zum Nachbarglied ändert sich die Identitätsperiode um den konstanten Betrag $5,1 \text{ \AA}$. Dies ist etwa der doppelte Abstand zweier sich in Richtung der Kohlenwasserstoffkette folgender CH_2 -Gruppen.

Das eindimensionale Gitter baut sich aus Doppelmolekülen auf; die Einzelmoleküle sind mit ihren polaren Carboxylgruppen über starke Wasserstoffbrücken



verknüpft, während sich die Doppelmoleküle selbst über die endständigen CH_3 -Gruppen über schwache VAN DER WAALSche Kräfte zum eindimensionalen Gitter vereinigen (Abb. 5).

Über die Anordnung und Abstände an den Verknüpfungsstellen können erst nach der vollständigen Strukturbestimmung des eindimensionalen Gitteranteils Angaben gemacht werden.

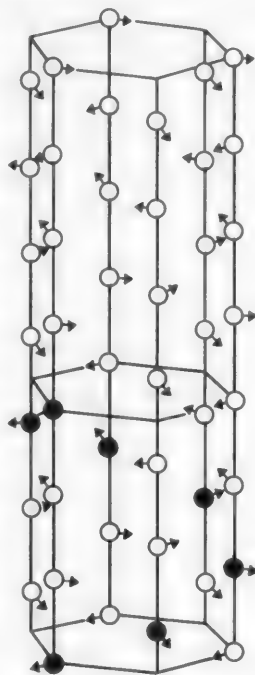


Abb. 1.
Anordnung der Harnstoffmoleküle im hexagonalen Harnstoffgerüst.

Tabelle 1. Identitätsperioden der Fettsäureketten.

Fettsäure	Formel	Kennzeichen	<i>I</i>	ΔI
Stearinsäure . . .	$\text{CH}_3 \cdot (\text{CH}_2)_{16} \cdot \text{COOH}$	C_{18}	50,7 Å	5,1 Å
Palmitinsäure . . .	$\text{CH}_3 \cdot (\text{CH}_2)_{14} \cdot \text{COOH}$	C_{16}	45,6	5,1
Myristinsäure . . .	$\text{CH}_3 \cdot (\text{CH}_2)_{12} \cdot \text{COOH}$	C_{14}	40,5	5,1
Laurinsäure . . .	$\text{CH}_3 \cdot (\text{CH}_2)_{10} \cdot \text{COOH}$	C_{12}	35,4	5,1
Caprinsäure . . .	$\text{CH}_3 \cdot (\text{CH}_2)_8 \cdot \text{COOH}$	C_{10}	30,3	5,1
Caprylsäure . . .	$\text{CH}_3 \cdot (\text{CH}_2)_6 \cdot \text{COOH}$	C_8	25,2	5,1

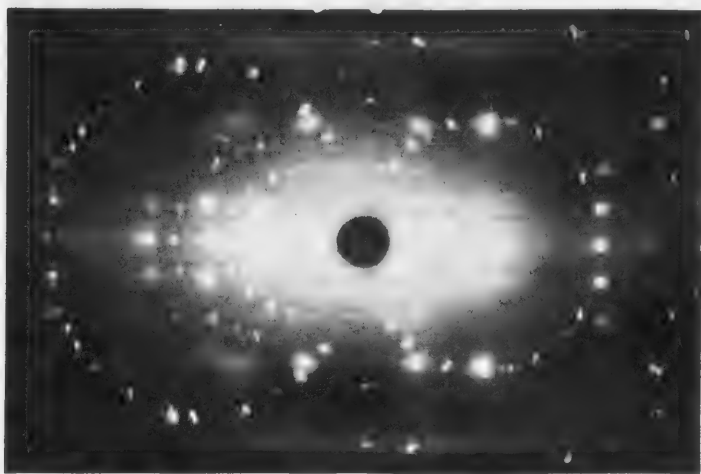


Abb. 2. Harnstoff-Palmitinsäure, Kristall feststehend.

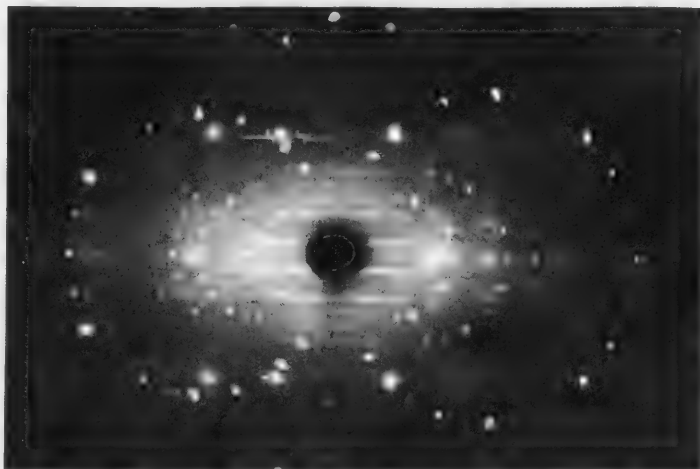


Abb. 3. Harnstoff-Caprinsäure, Kristall feststehend.

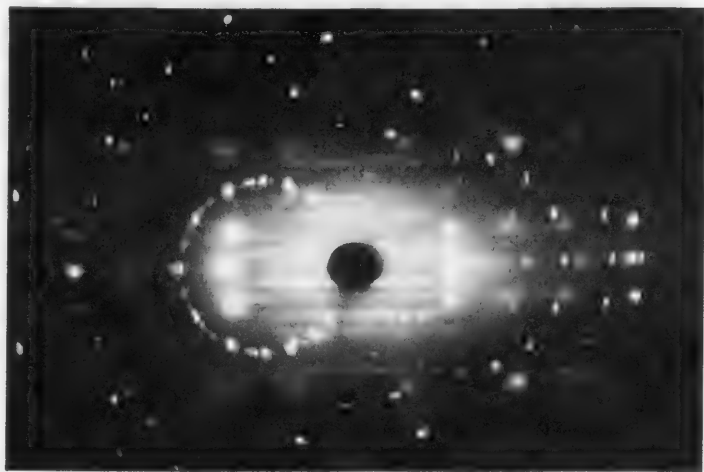


Abb. 4. Harnstoff-Caprylsäure, Kristall feststehend.

Vorwegnehmend möge auf einige Beziehungen zwischen Intensität und Anordnung innerhalb der Fettsäureketten hingewiesen sein.

In Übereinstimmung mit Untersuchungen an Fettsäureeinkristallen [4] sind zumindest bei langen Ketten für die niederen Ordnungen die geraden Schichtlinien in der Nähe des Meridians ausgelöscht. Dieses an sich ungewöhnliche Auslöschungsgesetz ist charakteristisch für lange Ketten mit polaren Verknüpfungsstellen. Im Vergleich (siehe Abb. 6) zur kontinuierlichen Elektronendichte in der Kohlenwasserstoffkette besteht an den Verknüpfungsstellen der Carboxylgruppen ein Dichteüberschuß, während an den Verbindungsstellen der CH_3 -Gruppen ein Unterschluß vorliegt. Die Durchrechnung mittels Fouriersynthese führt zu dem angegebenen Auslöschungsgesetz [5]. Wie die Intensitätszusammenstellung der Tabelle 2 zeigt, kann diese weitgehende Schematisierung über die Dichteverteilung Einzelheiten nicht erfassen.

Bei der Stearinsäure treten bis zur 7. Ordnung z. B. nur die ungeraden und von der 8. Ordnung ab nur die geraden Ordnungen der Schichtlinien auf, während bei der kurzkettigen Caprylsäure auch schon bei den niederen Ordnungen die geraden Schichtlinien vorhanden sind. Die Intensitätsänderungen innerhalb der homologen Reihe vollziehen sich jedoch kontinuierlich. Diese Intensitätsbetrachtung gilt nur für die Schichtlinien in der Nähe des Meridians. Es ist bemerkenswert, daß sich die 2. und zum Teil auch die 4. Schichtlinie in vom Meridianbereich abweichenden Lagen abbilden.

Eine bestimmte, von der Kettenlänge abhängige Ordnung ist auf den Diagrammen der verschiedenen Fettsäureaddukte verhältnismäßig stark und diffus (vgl. besonders Abb. 2). Tabelle 3 gibt eine Zusammenstellung dieser Schichtlinien.

Die angegebene Schichtlinie liegt jeweils auf dem Film an etwa der gleichen Stelle, der Schichtlinienwinkel liegt zwischen $37,35^\circ$ und $37,63^\circ$. Der I/n -Wert $2,536\text{--}2,520\text{ \AA}$ hat etwa die Größe des CH_2 -Abstandes mit $2,52\text{ \AA}$. Es ist anzunehmen, daß sich der Abstand von $2,52\text{ \AA}$ innerhalb der Kohlenwasserstoffkette in 1. Ordnung der Identitätsperiode in n -ter Ordnung überlagert.

Abb. 6. Verteilung der Elektronendichte bei Fettsäure-Doppelmolekülen.

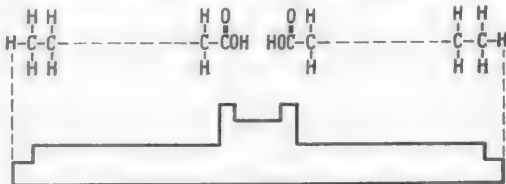


Abb. 6. Verteilung der Elektronendichte bei Fettsäure-Doppelmolekülen.

Auf den Einkristallaufnahmen mit stehendem Einkristall (vgl. Abb. 2—4) befinden sich neben den scharfen Lauepunkten und den kontinuierlichen Schichtlinien zusätzliche diffuse Einzelreflexe, die sich auf Schichtlinien anordnen. Aus dem Schichtlinienabstand errechnet sich im Mittel die gleiche Identitätsperiode zu $11,1\text{\AA}$, wie sie für die *c*-Achse des Harnstoffgerüsts ermittelt wird. Die Anordnung der diffusen Reflexe entspricht etwa dem Interferenzmuster, welches auf einer Schwenkaufnahme um die *c*-Achse entstehen würde; die Mittellage ist

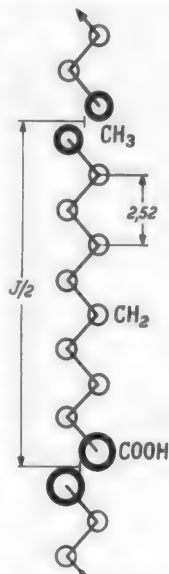


Abb. 5. Schematischer Aufbau des eindimensionalen Fettsäuregitters.

gegeben durch die Stellung des Kristalls, welche die Punktanordnung des zugehörigen Lauebildes ausbildet. Nach eingehenden Untersuchungen von K. LONSDALE [6] u. a. muß für das Auftreten solcher Reflexe angenommen werden, daß

Tabelle 2. Intensitätsabfolge der Schichtlinien im Bereiche des Meridians.

(Die mit ! gekennzeichneten Schichtlinien sind diffus.)

Schichtlinie	Intensitäten der Schichtlinien der Fettsäuren mit					
	C ₁₈	C ₁₆	C ₁₄	C ₁₂	C ₁₀	C ₈
0	—	—	—	—	0,5	1
1	10	10	10	10	10	10
2	—	—	—	—	0,5	1
3	10	10	9	9	8	7
4	—	—	0,5	2	3	4
5	8	8	7	6	4	1
6	—	0,5	2	3	4	5
7	3	1	—	—	—	2
8	3	4	5	5	6	6!
9	—	—	—	—	—	2!
10	6	6	6	6	6!	6!!
11	—	—	—	—	3!	—
12	6	5	4	3!	5!!	—
13	—	—	—	—	—	—
14	6	5	4	6!!	—	—
15	—	—	—	—	—	—
16	6	5	7!!	—	—	—
17	—	—	—	—	—	—
18	5!!	8!!	—	—	—	—
19	—	—	—	—	—	—
20	8!!	—	—	—	—	—

die Netzebenen auch noch in den zur BRAGGSchen Reflexion benachbarten Lagen „reflexionsfähig“ sind. Der Gesamteffekt wird auf die innerhalb des Gitters durch Wärmebewegungen bedingten Verschiebungen zurückgeführt. Das eindimensionale Gitter der Fettsäureeinlagerung steht in keinem Zusammenhang zu den diffusen Reflexen.

Zusammenfassend ergibt sich:

1. Bei Einkristallaufnahmen von Harnstoff-Fettsäure-

Einlagerungsverbindungen bildet sich unabhängig von der Einlagerung ein Interferenzmuster mit scharfen Einzelreflexen entsprechend der strengen dreidimensionalen Periodizität des Harnstoffgerüsts aus.

2. Die in Richtung der Hohlräume des Harnstoffgerüsts eingeschlossenen langkettigen Fettsäuren stellen eine unendliche gestreckte Kette dar, welche die Ausbildung kontinuierlicher Schichtlinien veranlaßt, die unabhängig von den scharfen Interferenzen sind. Die Ketten füllen die einander benachbarten Gitter Hohlräume statistisch aus. Die vollständige Ausfüllung der Hohlräume ergibt sich aus einem Dichtevergleich.

Tabelle 3. Diffuse Schichtlinien bei verschiedenen Fettsäuren.

Kennzeichen	Ordnung	I/n Å	μ°
C ₁₈	20	2,536	37,35
C ₁₆	18	2,533	37,39
C ₁₄	16	2,531	37,42
C ₁₂	14	2,529	37,46
C ₁₀	12	2,526	37,52
C ₈	10	2,520	37,63

zuzuordnen. Die unter dieser Voraussetzung errechnete Dichte $D_{r0} = 1,241$ stimmt weitgehend mit der gefundenen Dichte $D_{gef} = 1,242$ überein.

3. Die neben den scharfen Reflexen und den kontinuierlichen Schichtlinien vorhandenen diffusen Reflexe rühren vom Harnstoffgerüst her und stehen in keiner Beziehung zum Einschluß.

In gleicher Weise wie bei den Harnstoff-Einschlußverbindungen wurden von uns kontinuierliche Schichtlinien beim α -Dextrin-Jod-Addukt [7] gefunden. Abb.7

Die Elementarzelle des Harnstoffgerüsts mit $a = 8,2 \text{ \AA}$ und $c = 11,1 \text{ \AA}$ enthält 6 Harnstoffmoleküle bei einem Volumen von $V = 646,5 \text{ \AA}^3$; dieser Zelle sind im Falle eines Laurinsäure-Einschlusses $11,1/17,7 \text{ CH}_3 \cdot (\text{CH}_2)_{10} \cdot \text{COOH}$ -Moleküle

gibt eine Drehkristallaufnahme um die α -Achse des rhombisch, pseudohexagonal kristallisierenden Adduktes wieder. Neben den mit Einzelreflexen besetzten Schichtlinien, die dem Dextringerüst zuzuordnen sind, tritt eben oberhalb der 5. Ordnung eine kontinuierliche Schichtlinie auf, die unserer Ansicht nach nur

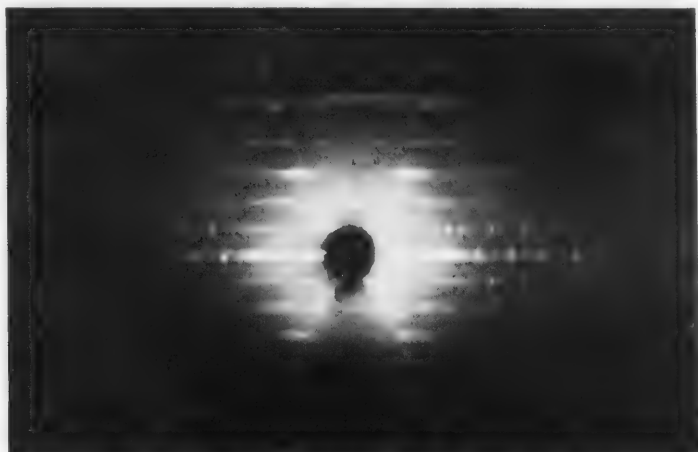


Abb. 7. Drehkristallaufnahme vom α -Dextrin-Jod-Addukt; Cu-Anode, Ni-Filter, zylindrischer Film $\varnothing = 75$ mm.

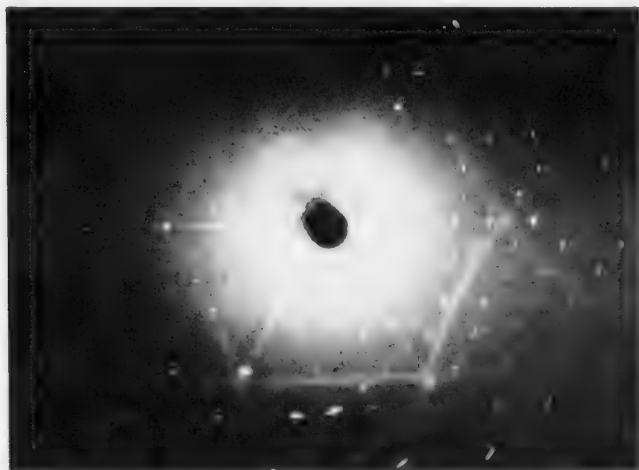


Abb. 8. Drilling von Kristallen des α -Dextrin-Jod-Addukts, Aufnahme senkrecht zur Basis; Cu-Anode, Ni-Filter, zylindrischer Film, $\varnothing = 75$ mm.

von einer linearen Jodkette in Richtung der α -Achse des Gerüsts herrühren kann. Der Abstand in der Kette mit $3,06 \text{ \AA}$ steht in keiner Beziehung zu der Identitätsperiode $I [100] = 15,9 \text{ \AA}$ und steht in bezug auf den Bindungsabstand zwischen homöopolarer und VAN DER WAALScher Bindung. Die eindimensionalen Schichtlinien treten auch in diesem Fall bei Aufnahmen mit stehendem Kristall auf (vgl. Abb. 8).

Bei meinen Untersuchungen wurde ich unterstützt durch Dr. CRAMER [8] und cand. chem. v. DIETRICH vom Chemischen Institut der Universität Heidelberg.

Literatur.

- [1] LEONHARDT, J.: Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Beil.-Bd. [Abh.] Abt. A Bd. 58 (1928) S. 153. — JAGODZINSKI, H.: Acta Cryst. Bd. 2 (1949) S. 298. — LAVES, F.: Z. Kristallogr., Abt. A Bd. 90 (1935) S. 279. — NIEUVENKAMP, W.: Z. Kristallogr., Abt. A Bd. 90 (1935) S. 378. — HENDRICKS, St. B.: Physiologic. Rev. Bd. 57 (1940) S. 448. — WEST, C. D.: Z. Kristallogr., Abt. A Bd. 90 (1935) S. 555. — SAUTER, E.: Z. physik. Chem., Abt. B Bd. 35 (1937) S. 83 u. 117. — HERMANN, C., u. H. U. LENNÉ: Naturw. Bd. 39 (1952) S. 234. — [2] BENGEL, M. F.: Experientia (Basel) Bd. 5 (1949) S. 200. — [3] SCHLENK, W.: Liebigs Ann. Chem. Bd. 565 (1950) S. 204. — [4] PRINS, A., and D. COSTER: Nature [London] Bd. 118 (1926) S. 83. — Physica Bd. 6 (1926) S. 305. — [5] SHEARER, G.: Proc. Roy. Soc. [London] Ser. A Bd. 108, S. 655. — [6] LONSDALE, K., and H. SMITH: Proc. Roy. Soc. [London] Ser. A Bd. 179 (1942) S. 8. — PRESTON, G. D.: Proc. Roy. Soc. [London] Ser. A Bd. 179 (1942) S. 1. — [7] BORCHERT, W.: Z. Naturforsch. Bd. 3b (1948) S. 464. — FREUDENBERG, K., u. F. CRAMER: Z. Naturforsch. Bd. 3b (1948) S. 464. — [8] CRAMER, F.: Chem. Ber. Bd. 84 (1951) S. 851 u. 855.

Professor Dr. W. BORCHERT, München 2, Mineralogisch-Geologisches Institut
der Technischen Hochschule München.

Die Bestimmung des Brechvermögens und des optischen Achsenwinkels monokliner Kristalle nach der asymmetrischen Prismenmethode*.

Von

ROBERT RATH, Hamburg.

Mit 8 Textabbildungen.

(Eingegangen am 15. März 1951.)

Etwa $\frac{1}{3}$ der Kristalle gehört dem monoklinen Kristallsystem an [1]. Ihr Brechvermögen kann am Pulver auf durchschnittlich eine Einheit in der dritten Dezimale und am Prisma auf durchschnittlich eine Einheit in der vierten Dezimale bestimmt werden.

Die auf zwei Dezimalen sichergestellte Angabe genügt, um eine Kristallart als solche zu charakterisieren, die auf drei Dezimalen sichergestellte Angabe gestattet, Zusammenhänge zwischen Optik und Chemismus innerhalb dieser Kristallart zu erkennen.

Die Deutlichkeit solcher Zusammenhänge nimmt mit der Genauigkeit der optischen und chemischen Daten zu. Zweck der folgenden Ausführungen ist es nun, Methoden anzugeben, die eine möglichst große Genauigkeit der optischen Daten gewährleisten, und zwar mit Hilfe der erwähnten Prismenmethode.

Die Prismenmethode ist in zwei Varianten bekannt, die als Prismenmethode bei symmetrischem und asymmetrischem Strahlengang unterschieden werden. Die Grenze zwischen der Verwendung der einen oder der anderen Variante ist durch die Größe

1. der Hauptachsendiffusion,
2. der Hauptbrechzahlen und
3. der Doppelbrechung

gegeben.

Zur Auffindung dieser Grenze hat man nicht die ganze Hauptachsendiffusion $\Delta\chi = \chi_o - \chi_r$ einzusetzen, sondern in erster Näherung mit $\Delta\chi/2$ zu rechnen. Dieses deshalb, weil man die Prismen bei Verwendung des symmetrischen Strahlenganges entsprechend der für die Na-Linie 589,3 m μ gemessenen Auslöschungsschiefe χ_o zu schleifen pflegt, und diese Na-Linie etwa in der Mitte des sichtbaren Spektrums liegt.

Halbe Hauptachsendiffusion, Hauptbrechzahlen und Doppelbrechung erzeugen bei Verwendung des symmetrischen Strahlenganges die in der Tabelle 1 in Einheiten der vierten Dezimale angegebenen Fehler Δn_1^* und Δn_2^* der Hauptbrechzahlen n_1^* und n_2^* . Zur Berechnung der Fehler sind bestimmte Werte von n_1^* und n_2^* , folglich auch $n_2^* - n_1^*$, angenommen und daraus mit Hilfe der in Polarkoordinaten geschriebenen Ellipsengleichung die mit n_1^* bzw. n_2^* den Winkel $\Delta\chi/2$ einschließenden Werte n_1 und n_2 berechnet worden [2]. Der Fehler Δn_1^* ist dann gegeben durch:

$$\Delta n_1^* = n_1 - n_1^*.$$

* Herrn Professor Dr. O. H. ERDMANNSDÖRFFER zur Vollendung seines 75. Lebensjahres ergebenst gewidmet.

Hat n_1^* z. B. den Wert 1,4, n_2^* dagegen 2,0 entsprechend einer Doppelbrechung von 0,6, so überschreitet der Fehler Δn_1^* für $\Delta \chi/2 = 1^\circ$ die oben als mittlere Genauigkeit der Prismenmethode angegebene eine Einheit in der vierten Dezimale, und der symmetrische Strahlengang ist durch den asymmetrischen zu ersetzen.

Die Prismenmethode bei asymmetrischem Strahlengang diene ursprünglich der Nachprüfung von Brechgesetzen: Sie wurde 1849 von W. SWAN [3] entwickelt, um die Gültigkeit des SNELLIUSSchen Gesetzes für die ordentlich gebrochene Wellennormale des Calcits zu prüfen und 1873 von G. G. STOKES [4] verwendet, um die Gültigkeit der HUYGHENSSchen Gesetze für die außerordentlich gebrochene Wellennormale desselben Minerals zu untersuchen. Nach einigen

Tabelle 1.

		n_2^* $= 1,6$	$= 1,8$	$= 2,0$	$= 2,2$
	$\Delta \chi/2$	n_1^* $= 1,4$	$= 1,4$	$= 1,4$	$= 1,4$
		$n_2^* - n_1^*$ $= 0,2$	$= 0,4$	$= 0,6$	$= 0,8$
Δn_1^*	$1/2^\circ$	0_1	0_2	0_3	0_3
	1	0_5	0_8	1_1	1_3
	2	2_0	3_4	4_3	5_1
	4	8_0	13_5	17_4	20_3
Δn_2^*	$1/2^\circ$	0_2	0_5	0_8	1_2
	1	0_7	1_8	3_2	4_9
	2	3_0	7_2	12_6	19_7
	4	11_9	28_5	50_4	78_2

gleichartigen Arbeiten im besonderen von G. G. STOKES und R. T. GLAZEBKOOK griffen dann 1886 TH. LIEBISCH [5], 1889 A. BRILL [6], 1891 A. LAVENIR [7] und 1921 L. WEBER [8] den Gedanken des asymmetrischen Strahlenganges wieder auf und gaben Gleichungen an, die eine Berechnung der Hauptbrechzahlen aus in beliebigen Rich-

tungen gemessenen Wellennormalengeschwindigkeiten gestatten. Ob dabei diese Richtungen asymmetrisch, d. h. schief zur Halbierungsebene *eines* oder symmetrisch, d. h. senkrecht zur Halbierungsebene *mehrerer* Prismen liegen sollen, bleibt offen. Eine Anwendung der LIEBISCHSchen Gleichungen liegt vor in der Arbeit von M. BORN [9] über das Brechvermögen des rhombisch-dipyramidalen Anglesit, eine Anwendung der WEBERSchen Gleichungen ist die Arbeit von J. MÄDER [10] über das Brechvermögen des triklin-pinakoidalen Kupfervitriols. Beide führen Messungen an natürlichen Prismen und von mehr prinzipieller Bedeutung aus. Die *Genauigkeit* der Ergebnisse bleibt infolge der ungünstigen Rechnung auf eine Einheit in der dritten Dezimale beschränkt.

Für die vorliegende Arbeit von besonderem Interesse ist die von V. von LANG [11] vorgenommene Bestimmung der „Größe und Lage der optischen Elastizitätsachsen beim Gips“, da es sich hier

1. um den einzigen Fall der Anwendung des asymmetrischen Strahlenganges auf ein monoklines Mineral und

2. um Messungen in schief zur Halbierungsebene *eines* Prismas liegenden Wellennormalenrichtungen handelt.

Obgleich ein sehr genaues Reflexionsgoniometer zur Verfügung stand, sind gegen Meß- und Rechentechnik des genannten Autors folgende Einwände zu erheben:

1. Wurde das Prisma in verschiedene durch den doppelten Einfallswinkel $2i$ bezeichnete Stellungen zur einfallenden Wellennormale gebracht und die zugehörigen Ablenkungswinkel δ gemessen, *dann aber* je drei solcher Wertepaare ($2i$; δ) mit zum Teil über 3° Wertunterschied zu einer sog. Normalbeobachtung vereinigt. Tabelle 2 gibt ein augenfälliges Beispiel.

2. Wurde die Auslöschungsschiefe χ für alle FRAUNHOFERSchen Linien gleich derjenigen für die Na_D -Linie gesetzt, damit die Hauptachsendiffusion vernachlässigt.

Ohne Mittelwertbildung und bei Verwendung eines von der Messung der Auslöschungsschiefe *unabhängigen* Algorithmus ergeben die VON LANGSchen Messungen Werte, die von denen VON LANGS selbst um maximal 82 Einheiten in der vierten Dezimale abweichen.

Zu dem angedeuteten Verfahren noch einige Vorbemerkungen: Bei allen sechs Dispersionstypen, die bei monoklinen Kristallen auftreten können, liegen

die Hauptachsen *mit* Dispersion \parallel (010) und
die Hauptachse *ohne* Dispersion \perp (010).

Die Hauptachsendiffusion soll in die Bestimmung der Hauptbrechzahlen eingehen. Dieses ist nur möglich, wenn man die Hauptachsen *mit* Dispersion in die Querschnittsebene des Prismas und die Hauptachse *ohne* Dispersion in die Halbierungsebene des Prismas legt. Dann aber kann man die den Hauptachsen *mit* Dispersion entsprechenden Hauptbrechzahlen n_1^* und n_2^* in *einem* und die der Hauptachse *ohne* Dispersion ent-

sprechende Hauptbrechzahl n_3^* in *jedem* Falle auch mit dem symmetrischen Strahlengang bestimmen. Die Hauptbrechzahl n_3^* scheidet damit aus.

Die Hauptachsen mit den beiden anderen Hauptbrechzahlen n_1^* und n_2^* spannen in der Querschnittsebene des Prismas eine Ellipse auf. Zu n_1^* und n_2^* kann man demnach gelangen entweder durch Messung der zugehörigen Hauptwellennormalengeschwindigkeiten q_1^* und q_2^* oder durch Messung der Wellennormalengeschwindigkeiten q_1 , q_2 , q_3 und Rechnung, denn aus drei Durchmessern der Ellipse lassen sich stets auch große und kleine Halbachse angeben.

Sowohl die Messung von q_1^* , q_2^* als auch die Messung von q_1 , q_2 , q_3 kann mit Hilfe des symmetrischen *und* des asymmetrischen Strahlenganges erfolgen. Damit ist eine gewisse Mannigfaltigkeit von Kombinationsmöglichkeiten gegeben, von denen nur die folgenden A und B genügend einfach und genau sind. Ihnen schließt sich ein drittes Verfahren C an. Ausgangspunkt *dieses* Verfahrens ist die Messung des Winkels $2V$ der optischen Achsen mit *Hilfe eines Prismas*. Das Verfahren ist dementsprechend nur für solche Kristalle verwendbar, bei denen die Ebene der optischen Achsen *nicht* dispergiert, d. h. für monokline Kristalle mit symmetrischer Lage der optischen Achsen und rhombische Kristalle.

Zusammengefaßt ist also zu zeigen:

1. Die Berechnung der zu einer beliebigen Wellennormalen gehörigen Brechzahl n und

2. die Berechnung der Hauptbrechzahlen n_1^* und n_2^* aus drei Brechzahlen n_1 , n_2 , n_3 . Ob z. B. n_1^* mit n_α oder etwa mit n_β identisch ist, hängt vom Dispersionstyp ab und geht aus Tabelle 3 hervor.

Tabelle 2.

Nummer der Beobachtung V. VON LANGS	Einfallswinkel i	Ablenkungswinkel δ
	für die FRAUNHOFERSche Linie G	
6	64° 53' 53"	26° 55' 39"
7	66° 34' 35"	27° 49' 48"
8	67° 54' 21"	28° 25' 38"
Normalbeobachtung	66° 27' 36"	27° 41' 56"

Die Brechzahl n ist bestimmt durch das SNELLIUSSche Gesetz:

$$\sin i = n \sin r.$$

Da außer der Brechzahl n auch der Brechwinkel r unbekannt ist, macht man den Ansatz für *beide* Prismenflächen und erhält:

$$\sin i_1 = n \sin r_1, \quad (1a)$$

$$\sin i_2 = n \sin r_2. \quad (1b)$$

Damit ist die Zahl der zu eliminierenden Unbekannten auf drei angestiegen. Diese lassen sich aber zu dem Einfallswinkel i_1 , dem Ablenkungswinkel δ und dem Prismenwinkel φ in Beziehung setzen, und zwar folgendermaßen:

Tabelle 3.

Bei den Dispersionstypen mit	ist		
	n_1^*	n_2^*	n_3^*
	identisch mit		
$c \parallel y$	n_α	n_β	n_γ
$a \parallel y$	n_β	n_γ	n_α
$b \parallel y$	n_γ	n_α	n_β

Das Prisma in Abb. 1 habe die Prismenflächen f_1, f_2 und die Halbierungsgerade h . Die Normale der einfallenden Welle schneide f_1 in E_1, f_2 in E_2 , ferner die Normale der austretenden Welle in D und das Austrittslot in F . Dann ist:

im Dreieck $E_2 E_1 F$:

$$\text{der Winkel } E_1 F E_2 = 90^\circ - \varphi = 180^\circ - (90^\circ + r_1) - r_2;$$

$$\varphi = r_1 + r_2, \quad (2)$$

im Dreieck $E_2 D E_1$:

$$\text{der Winkel } E_2 D E_1 = 180^\circ - \delta = 180^\circ - (i_1 - r_1) - (i_2 - r_2);$$

$$\delta + \varphi = i_1 + i_2, \quad (3)$$

wobei

im Fall $i_1 > \delta + \varphi$ i_2 und damit r_2 negativ und
im Fall $i_1 < \delta + \varphi$ i_2 und damit r_2 positiv zu zählen ist.

Wie aus Gl. (2) und Gl. (3) hervorgeht, können die zu eliminierenden Unbekannten nur in je *einer* Form substituiert werden. Man hat also die Gl. (1a) und (1b) entsprechend zu verändern: Man addiert bzw. subtrahiert sie zunächst und erhält durch nachfolgendes Quadrieren die Gl. (4a) und (4b).

Addiert:

$$\sin i_1 + \sin i_2 = n (\sin r_1 + \sin r_2)$$

$$\sin \frac{i_1 + i_2}{2} \cos \frac{i_1 - i_2}{2} = n \sin \frac{r_1 + r_2}{2} \cos \frac{r_1 - r_2}{2}.$$

Quadriert:

$$n^2 \cos^2 \frac{r_1 - r_2}{2} = \frac{\sin^2 \frac{i_1 + i_2}{2} \cos^2 \frac{i_1 - i_2}{2}}{\sin^2 \frac{r_1 + r_2}{2}}. \quad (4a)$$

Subtrahiert:

$$\sin i_1 - \sin i_2 = n (\sin r_1 - \sin r_2)$$

$$\sin \frac{i_1 - i_2}{2} \cos \frac{i_1 + i_2}{2} = n \sin \frac{r_1 - r_2}{2} \cos \frac{r_1 + r_2}{2}.$$

Quadriert:

$$n^2 \sin^2 \frac{r_1 - r_2}{2} = \frac{\sin^2 \frac{i_1 - i_2}{2} \cos^2 \frac{i_1 + i_2}{2}}{\cos^2 \frac{r_1 + r_2}{2}}. \quad (4b)$$

Nunmehr addiert man auch die Gl. (4a) und (4b), wobei $(r_1 - r_2)/2$ wegen $\sin^2 (r_1 - r_2)/2 + \cos^2 (r_1 - r_2)/2 = 1$ herausfällt, während die drei anderen Faktoren entweder nach den Gl. (2) und Gl. (3) substituiert oder, da bekannt, belassen werden können. Als Endgleichung ergibt sich:

$$n = \sqrt{\left(\frac{\sin \frac{\delta + \varphi}{2}}{\sin \varphi/2} \cos \frac{i_1 - i_2}{2} \right)^2 + \left(\frac{\cos \frac{\delta + \varphi}{2}}{\cos \varphi/2} \sin \frac{i_1 - i_2}{2} \right)^2}. \quad (5)$$

Die so berechnete Brechzahl n gehört zu einer Wellennormalenrichtung, die definiert ist durch den Winkel ψ , den sie mit der Halbierungsgeraden h des Prismenwinkels einschließt. Bezeichnen (s. Abb. 1) G bzw. H die Schnittpunkte der Halbierungsgeraden mit dem Einfallslot bzw. der gebrochenen Wellennormalen und wird ferner ψ von der Halbierungsgeraden im Gegenzeigersinn positiv gezählt, so ist:

im Dreieck HE_1G :

der Winkel $GHE_1 = 180^\circ - \psi = 180^\circ - r_1 - (90^\circ - \varphi/2)$

$$\psi = 90^\circ + r_1 - \varphi/2$$

und unter Berücksichtigung von Gl. (2):

$$\psi = 90^\circ + (r_1 - r_2)/2. \quad (6)$$

Das zweite Glied ergibt sich durch Division von Gl. (4b) durch Gl. (4a) und Wurzelziehen zu:

$$\operatorname{tg} \frac{r_1 - r_2}{2} = \operatorname{tg} \frac{\varphi}{2} \operatorname{ctg} \frac{\delta + \varphi}{2} \operatorname{tg} \frac{i_1 - i_2}{2}. \quad (7)$$

Für die Praxis sehr bequem sind zwei Sonderfälle der Gl. (5), (6) und (7):

1. Sonderfall:

Ist $i_1 = i_2$, so ist auch $r_1 = r_2$ und es vereinfacht sich Gl. (5) zu

$$n = \frac{\sin(\delta + \varphi)/2}{\sin \varphi/2} \quad (8)$$

und Gl. (6) zu

$$\psi = 90^\circ. \quad (9)$$

2. Sonderfall:

Ist $i_1 = 0$ bzw. $i_2 = 0$, so ist auch $r_1 = 0$ bzw. $r_2 = 0$, und es vereinfacht sich Gl. (5) wegen $\delta + \varphi = i_1$ bzw. $\delta + \varphi = i_2$ zu:

$$n = \sqrt{\frac{\sin^2 \frac{\delta + \varphi}{2} \cos^2 \frac{\delta + \varphi}{2}}{\sin^2 \varphi/2} + \frac{\cos^2 \frac{\delta + \varphi}{2} \sin^2 \frac{\delta + \varphi}{2}}{\cos^2 \varphi/2}}.$$

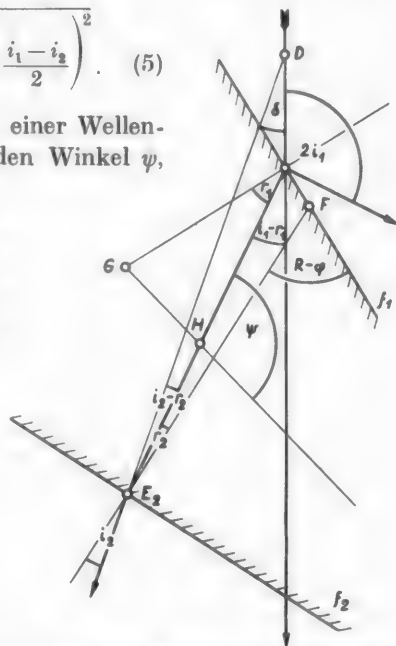


Abb. 1. Prisma bei asymmetrischem Strahlengang.

Durch Gleichnamigmachen und Ausklammern, wobei der in der Klammer stehende Ausdruck $\sin^2(\delta + \varphi)/2 + \cos^2(\delta + \varphi)/2$ wieder gleich 1 gesetzt ist, entsteht:

$$n = \sqrt{\frac{\sin^2 \frac{\delta + \varphi}{2} \cos^2 \frac{\delta + \varphi}{2}}{\sin^2 \varphi/2 \cos^2 \varphi/2}}.$$

Durch Erweiterung mit 4 kann diese Gleichung im Zähler wie im Nenner durch das Quadrat der Form: $\sin 2\alpha = 2 \sin \alpha \cos \alpha$ zu ihrer endgültigen Fassung substituiert werden:

$$n = \sin(\delta + \varphi)/\sin \varphi. \quad (10)$$

Weiter vereinfacht sich Gl. (6) zu:

$$\varphi = 90^\circ \pm \varphi/2. \quad (11)$$

Die Gl. (5), (6) und (7) geben die Berechnung von n und φ für den asymmetrischen, die Gl. (8) und (9) für den symmetrischen Strahlengang an, während die Gl. (10) und (11) der Berechnung der erwähnten Größen bei senkrechtem Einfall auf die eine oder andere Prismenfläche dienen.

Drei solcher Wertepaare ($n; \varphi$) sind erforderlich, um die Hauptbrechzahlen n_1^* und n_2^* zu berechnen. Ausgangspunkt ist Abb. 2. Der Übersichtlichkeit wegen ist jedoch statt dreier nur eine Wellennormale mit der zugehörigen Brechzahl n eingezeichnet.

Abb. 2. Winkelbeziehungen zwischen Wellennormale, Halbierungsgerade des Prismas und Hauptachsen.

Ihre Richtung in bezug auf die Halbierungsgerade h des Prismas war gegeben durch den Winkel ψ , ihre Richtung in bezug auf die Hauptachse N_1 wird neu eingeführt durch den Ausdruck $\varphi - \nu$ (Abb. 2).

Der Winkel ν hat folgende Bedeutung: Wählt man als Bezugsnormale des Kristalls die $+z$ -Achse des kristallographischen Achsenkreuzes,

als Bezugsgerade des Prismas die Halbierungsgerade h und

als Bezugsgerade der optischen Bezugsfläche die N_1 -Achse des kristallographischen Achsenkreuzes, so ist

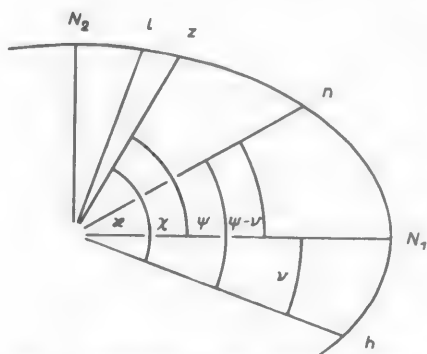
die Lage des Kristalls zum Prisma gegeben durch den Winkel $z \wedge h = \kappa$,

die Lage des Prismas zur Bezugsfläche gegeben durch den Winkel $h \wedge N_1 = \nu$ und

die Lage der Bezugsfläche zum Kristall gegeben durch den Winkel $N_1 \wedge z = \chi$. κ ist aus der reflexionsgoniometrischen Vermessung des Kristalls bekannt, ν und die Auslöschungsschiefe χ sind unbekannt. Zwischen den drei Winkeln gibt es den Zusammenhang:

$$\chi = \kappa - \nu, \quad (12)$$

so daß also die Auslöschungsschiefe angegeben werden kann, wenn es gelingt, ν zu ermitteln. Man hat also außer den beiden Hauptbrechzahlen n_1^* und n_2^* als dritte Unbekannte den Winkel ν .



Dem Obigen entsprechend müssen zur Berechnung der Hauptbrechzahlen n_1^* in Richtung der N_1 -Achse und n_2^* in Richtung der N_2 -Achse die mit Hilfe von ψ auf das System $(h; l)$ bezogenen n -Werte mit Hilfe von ν auf das System $(N_1; N_2)$ transformiert werden.

Die Koordinaten von n in bezug auf $(h; l)$ sind:

$$h = n \cos \psi; \quad (13a)$$

$$l = n \sin \psi \quad (13b)$$

und in bezug auf $(N_1; N_2)$:

$$N_1 = h \cos \nu + l \sin \nu;$$

$$N_2 = l \cos \nu - h \sin \nu.$$

Alle n -Werte müssen die Gleichung der Ellipse Abb. 2 erfüllen. Diese ist:

$$n_1^{*2} N_1^2 + n_2^{*2} N_2^2 = n_1^{*2} n_2^{*2}.$$

Die transformierten Koordinaten darin eingesetzt ergibt:

$$n_1^{*2} (h \cos \nu + l \sin \nu)^2 + n_2^{*2} (l \cos \nu - h \sin \nu)^2 = n_1^{*2} n_2^{*2}$$

oder ausgerechnet unter Berücksichtigung von $\sin^2 \nu + \cos^2 \nu = 1$ und $2 \sin \nu \cos \nu = \sin 2\nu$ und ausgeklammert:

$$h^2 (n_1^{*2} \cos^2 \nu + n_2^{*2} \sin^2 \nu) + l^2 (n_1^{*2} \sin^2 \nu + n_2^{*2} \cos^2 \nu) + \\ + h l [\sin 2\nu (n_1^{*2} - n_2^{*2})] = n_1^{*2} n_2^{*2}.$$

$$h^2 \left(\frac{n_1^{*2} \cos^2 \nu + n_2^{*2} \sin^2 \nu}{n_1^{*2} n_2^{*2}} \right) + l^2 \left(\frac{n_1^{*2} \sin^2 \nu + n_2^{*2} \cos^2 \nu}{n_1^{*2} n_2^{*2}} \right) + h l \left[\frac{\sin 2\nu (n_1^{*2} - n_2^{*2})}{n_1^{*2} n_2^{*2}} \right] = 1.$$

Mit den Abkürzungen:

$$P = \frac{n_1^{*2} \cos^2 \nu + n_2^{*2} \sin^2 \nu}{n_1^{*2} n_2^{*2}}, \quad (14a)$$

$$Q = \frac{n_1^{*2} \sin^2 \nu + n_2^{*2} \cos^2 \nu}{n_1^{*2} n_2^{*2}}, \quad (14b)$$

$$R = \frac{\sin 2\nu (n_1^{*2} - n_2^{*2})}{n_1^{*2} n_2^{*2}}, \quad (14c)$$

hat man entsprechend den drei n -Werten n_1, n_2, n_3 die drei Bestimmungsgleichungen:

$$h_1^2 P + l_1^2 Q + h_1 l_1 R = 1$$

$$h_2^2 P + l_2^2 Q + h_2 l_2 R = 1$$

$$h_3^2 P + l_3^2 Q + h_3 l_3 R = 1.$$

Mindestens einer von den drei n -Werten kann mit Hilfe des symmetrischen Strahlenganges gefunden werden. Ist dieser eine der mit 1 indizierte, so ist nach Gl. (13a) $h_1 = 0$. Dann erhält man aus Gl. (14b) sofort den Wert von Q , nämlich:

$$Q = 1/l_1^2, \quad (15b)$$

während die beiden anderen Glieder P und R durch folgende Determinanten bestimmt sind:

$$P = \frac{\begin{vmatrix} 1 & l_1^2 & 0 \\ 1 & l_2^2 & h_2 l_2 \\ 1 & l_3^2 & h_3 l_3 \\ 0 & l_1^2 & 0 \\ h_1^2 & l_2^2 & h_2 l_2 \\ h_3^2 & l_3^2 & h_3 l_3 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} 0 & l_1^2 & 0 \\ h_1^2 & l_2^2 & h_2 l_2 \\ h_3^2 & l_3^2 & h_3 l_3 \end{vmatrix}} = \frac{h_2 l_2 (l_2^2 - l_1^2) - h_2 l_2 (l_3^2 - l_1^2)}{l_1^2 (h_2^2 h_2 l_2 - h_2^2 h_3 l_3)}, \quad (15a)$$

$$R = \frac{\begin{vmatrix} 0 & l_1^2 & 1 \\ h_2^2 & l_2^2 & 1 \\ h_3^2 & l_3^2 & 1 \\ 0 & l_2^2 & 0 \\ h_1^2 & l_2^2 & h_2 l_2 \\ h_3^2 & l_3^2 & h_3 l_3 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} 0 & l_2^2 & 0 \\ h_1^2 & l_2^2 & h_2 l_2 \\ h_3^2 & l_3^2 & h_3 l_3 \end{vmatrix}} = \frac{h_2^2 (l_2^2 - l_1^2) - h_2^2 (l_3^2 - l_1^2)}{l_1^2 (h_2^2 h_2 l_2 - h_2^2 h_3 l_3)}. \quad (15c)$$

Da die drei Glieder P , Q , R nunmehr bekannt sind, kann man, ausgehend von den Gl. (14a—c), die drei Unbekannten n_1^* , n_2^* und ν berechnen. Zu relativ einfachen Ausdrücken gelangt man durch Bildung von $P + Q = I$ und $P - Q$:

$$P + Q = I = \frac{n_1^{*2} (\sin^2 \nu + \cos^2 \nu) + n_2^{*2} (\sin^2 \nu + \cos^2 \nu)}{n_1^{*2} n_2^{*2}}, \quad (16)$$

$$I = \frac{n_1^{*2} + n_2^{*2}}{n_1^{*2} n_2^{*2}}, \quad (17a)$$

$$P - Q = \frac{n_1^{*2} (\cos^2 \nu - \sin^2 \nu) - n_2^{*2} (\cos^2 \nu - \sin^2 \nu)}{n_1^{*2} n_2^{*2}},$$

$$P - Q = \cos 2\nu \frac{n_1^{*2} - n_2^{*2}}{n_1^{*2} n_2^{*2}},$$

$$\frac{P - Q}{\cos 2\nu} = J = \frac{n_1^{*2} - n_2^{*2}}{n_1^{*2} n_2^{*2}}. \quad (17b)$$

In (Gl. 16b) ist 2ν bestimmt durch:

$$\frac{R}{P - Q} = \operatorname{tg} 2\nu. \quad (18)$$

Durch Ausklammern von $n_1^{*2} n_2^{*2}$ im Zähler von Gl. (17a) und (17b) entsteht:

$$I = 1/n_2^{*2} + 1/n_1^{*2};$$

$$J = 1/n_2^{*2} - 1/n_1^{*2}.$$

I einmal für n_1^{*2} und dann für n_2^{*2} ausgerechnet und in J eingesetzt, liefert das Endergebnis:

$$n_1^* = \sqrt{2/(I - J)}; \quad (19a)$$

$$n_2^* = \sqrt{2/(I + J)}. \quad (19b)$$

In Kenntnis der Hauptbrechzahlen n_1^* , n_2^* aus den Gl. (19a) und (19b), n_3^* aus symmetrischen Messungen und der Winkels ν aus Gl. (18) läßt sich außer der Auslöschungsschiefe auf (010) Gl. (12) auch die Mehrzahl der anderen optischen Eigenschaften erfassen, die für den betreffenden Kristall charakteristisch sind.

In der im vorigen Abschnitt entwickelten Form ist der asymmetrische Strahlengang jedoch für die Praxis zu umständlich. Dennoch liefern die Gl. (15a) und (15c) brauchbare Ansatzpunkte zu Vereinfachungen, wie sie unten bereits als Verfahren A, B und C vorgezeichnet wurden.

Dem Grundgedanken des Verfahrens A — senkrechter Einfall auf die eine und die andere Prismenfläche — wurde erst in neuester Zeit von CHR. VON HOFE [12] Aufmerksamkeit geschenkt, der darauf eine Methode zur Unterscheidung von Glassorten aufbaute. Wie für die isotropen Glassorten genügt auch für monokline Kristalle ein Prisma. Seine Halbierungsgerade h soll den Winkel zwischen den Hauptachsen N_1 und N_2 halbieren, da die Steigung der Ellipse, damit der Unterschied zwischen den einzelnen n -Werten und damit die Genauigkeit in diesem Winkelbereich am größten ist.

Von den drei Brechzahlen sei wieder n_1 die symmetrisch bestimmte, während n_2 und n_3 den beiden senkrechten Einfällen zugehören. Der Brechzahl n_1 entspreche der Ablenkungswinkel δ_1 , der ebenfalls mit Hilfe des symmetrischen Strahlenganges angebbaren Hauptbrechzahl n_3^* dagegen bei Benutzung des symmetrischen Durchgangs der Ablenkungswinkel δ_3^* und bei Benutzung des senkrechten Einfalls der Ablenkungswinkel δ_3^{**} . δ_3^* wird gemessen. n_3^* läßt sich aus der Messung von φ und δ_3^* nach (Gl. 8) berechnen. Setzt man nun n_3^* für n in (Gl. 10) ein, so kann man *umgekehrt* denjenigen Ablenkungswinkel δ_3^{**} finden, der bei Senkrechtstellung der einen oder anderen Prismenfläche zu n_3^* geführt hätte. Um diese Senkrechtstellung zu erzeugen, braucht man also nur $\pm \delta_3^{**}$ zu der aus der beiderseitigen Messung von δ_3^* genau bekannten Lage der geraden Durchsicht zu addieren. Die resultierenden beiden Gradzahlen bezeichnen zwei Punkte P_2 und P_3 des am Reflexionsgoniometer angebrachten Teilkreises. Stellt man das Fernrohr mit Hilfe der beiden Nonien auf einen solchen Punkt P ein, so kann man die Teilkreisachse mit dem Prisma so drehen, daß das n_3^* entsprechende gebrochene Spaltbild mit dem Fadenkreuz zur Deckung kommt. Ist dies der Fall, so steht die betreffende Prismenfläche genau senkrecht zur einfallenden Wellennormale. Klemmt man jetzt die Teilkreisachse des Reflexionsgoniometers fest, löst das Fernrohr und stellt auf das *andere* gebrochene Spaltbild ein, so gibt die Differenz dieser Teilkreisablesung mit der geraden Durchsicht den zu der Senkrechtstellung der gewählten Prismenfläche gehörigen Wert δ_2 bzw. δ_3 . Durch Einsetzen in Gl. (10) erhält man n_2 bzw. n_3 . Statt der Gl. (15a) bis (15c) kann man die Gleichungen

$$\begin{aligned} I &= \frac{1}{1 - \cos \varphi} (-2 \cos \varphi \cdot q_1^2 + q_2^2 + q_3^2) \\ P - Q &= \frac{1}{1 - \cos \varphi} (-2 q_1^2 + q_2^2 + q_3^2) \\ R &= \frac{1}{\sin \varphi} (q_2^2 - q_3^2) \end{aligned} \quad (20)$$

benutzen. Sie ergeben sich aus den erstgenannten, wenn man (s. Abb. 3) berücksichtigt, daß

$$\operatorname{ctg} \varphi_2 = \operatorname{ctg} (90^\circ - \varphi/2) = \operatorname{tg} \varphi/2 = h_2/l_2 \quad \text{und}$$

$$\operatorname{ctg} \psi_3 = \operatorname{ctg} (90^\circ + \varphi/2) = -\operatorname{tg} \varphi/2 = -h_3/l_3$$

ist, folglich bei Berücksichtigung des negativen Vorzeichens von h_3 auch:

$$h_3 l_2 = h_2 l_3,$$

und mit $2 h_2 h_3 l_1^2$ multipliziert:

$$2 h_3^2 h_2 l_2 l_1^2 \quad \text{und} \quad 2 h_2^2 h_3 l_3 l_1^2.$$

Dann entsteht z. B. für P Gl. (15a):

$$P = -\frac{h_3 l_3 (l_3^2 - l_1^2)}{2 h_2^2 h_3 l_3 l_1^2} - \frac{h_2 l_2 (l_2^2 - l_1^2)}{2 h_3^2 h_2 l_2 l_1^2}$$

und nach weiteren Umformungen Gl. (20).

Für das Verfahren B hat man *drei* Prismen zu schleifen, deren Halbierungsgeraden möglichst um je 45° voneinander entfernt sein sollen. Gemessen werden mit Hilfe des symmetrischen Strahlenganges die Ablenkungswinkel δ_1 , δ_2 , δ_3 , die, in Gl. (8) eingesetzt, die drei Brechzahlen n_1 , n_2 , n_3 ergeben. Da sich die entsprechenden ψ -Werte zunächst auf die Halbierungsgeraden *dreier* Prismen beziehen, müssen sie noch auf die Halbierungsgerade *eines* dieser drei Prismen transformiert werden. Dies ist mit Hilfe der kristallographischen Orientierung der Prismen ohne weiteres möglich.

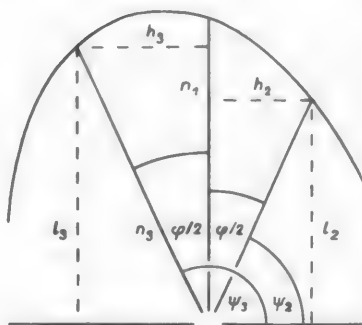


Abb. 3. Vereinfachende Beziehungen für Verfahren A.

Wünschenswert für die Verwendung des Verfahrens C ist die Kenntnis der Auslöschungsschiefe χ und des Winkels $2V$ der optischen Achsen auf $\pm 5-10^\circ$. Wie bekannt, überschneiden sich die beiden gebrochenen Spaltbilder in bestimmten Stellungen, und die Schnittpunkte sind offenbar die Austrittspunkte der optischen Achsen. Wenn χ und $2V$ auch nur in sehr grober Näherung vorliegen, kann man ein oder mehrere Prismen stets so schleifen, daß mindestens zwei nicht zu derselben optischen Achse gehörige Austrittspunkte sichtbar sind. Dreht man die Teilkreisachse des Reflexionsgoniometers mit dem Prisma so, daß die beiden gebrochenen Spaltbilder sich decken und mißt den zugehörigen Einfallswinkel i , so läßt sich nach Gl. (7) und Gl. (6) der ψ -Wert des *einen* Austrittspunktes berechnen. Die Messung von δ ist nicht erforderlich, da man die Hauptbrechzahl n_3 besser im Minimum der Ablenkung bestimmt. Unterscheidet man die den *beiden* betrachteten Austrittspunkten zukommenden ψ -Werte als ψ_1^* und ψ_2^* , so ist:

$$\psi_1^* - \psi_2^* = 2V. \quad (21)$$

Problematisch an diesem Verfahren ist die Einstellung auf die infolge geringer Doppelbrechung oft schleifenden Schnittpunkte. Die Einstellung wird *erheblich* erleichtert durch ein Polarisationsfilter folgender Bauart: Zwei Polarisationsfilter der Firma Zeiß-Opton, Oberkochen, Württemberg, werden zur Hälfte durchgeschnitten, und zwar der eine A parallel und der andere B senkrecht zu seiner Schwingungsrichtung. Je eine Hälfte A und B werden in einer Fassung vereinigt,

so daß das Polarisationsfilter den Anblick der Abb. 4a bietet. Zur Messung kann das Polarisationsfilter entweder ähnlich der Vorschlaglupe vor dem Augenglas des Fernrohrokulars angebracht oder besser in die Fadenkreuzebene des Okulars gesetzt werden. Die Trennlinie der beiden Feldhälften des Polarisationsfilters muß dabei mit dem Horizontalfaden des Fadenkreuzes zusammenfallen. Dann sieht man

ohne Polarisationsfilter zwei *ganze* gebrochene Spaltbilder (Abb. 4b) und *mit* Polarisationsfilter zwei *halbe* gebrochene Spaltbilder (Abb. 4c),

deren Spitzen durch Drehen der Teilkreisachse mit dem Prisma sehr genau übereinandergestellt werden können (Abb. 4d). Praktisch erreicht man $\pm 5''$, d. h. etwa die gleiche Genauigkeit, die das verwendete Reflexionsgoniometer überhaupt zuläßt. Zweckmäßig ist es, die Güte der Einstellung dadurch zu überprüfen, daß man den Vertikalfaden des Fernrohrokulars über die beiden Hälften Abb. 4d schiebt. Das Auge vermag Versetzungen der einen oder anderen Hälfte gegen den Vertikalfaden besonders leicht zu beurteilen.

Die Berechnung der Hauptbrechzahlen vereinfacht sich durch folgende Beziehungen:

Zunächst ist:

$$n_2 = n_3 = n_3^*.$$

Ferner gilt (s. Abb. 5):

$$\begin{aligned} h_1 &= n_1 \cos 90^\circ = 0; & l_1 &= n_1 \sin 90^\circ = 1; \\ h_2 &= n_2 \cos \psi_2^* = n_3^* \cos \psi_2^*; & l_2 &= n_2 \sin \psi_2^* = n_3^* \sin \psi_2^*; \\ h_3 &= n_3 \cos \psi_3^* = n_3^* \cos \psi_3^*; & l_3 &= n_3 \sin \psi_3^* = n_3^* \sin \psi_3^*. \end{aligned}$$

Für I und J ergeben sich die Endgleichungen:

$$\begin{aligned} I &= q_1^{*2} (1 + \operatorname{tg} \psi_2^* \operatorname{tg} \psi_3^*) + q_3^{*2} (1 - \operatorname{tg} \psi_2^* \operatorname{tg} \psi_3^*) \\ J &= \frac{(q_1^* - q_3^*) (1 - \operatorname{tg} \psi_2^* \operatorname{tg} \psi_3^*)}{\cos (\psi_2^* + \psi_3^*)}. \end{aligned}$$

Das hier beschriebene Verfahren zur Bestimmung des Winkels $2V$ der optischen Achsen unterscheidet sich von dem bisher üblichen Verfahren mit Hilfe des Achsenwinkelapparates in drei Punkten:

1. Es findet statt einer planparallelen Platte senkrecht zur spitzen Bisektrix ein Prisma Verwendung, dessen Querschnittsebene parallel (010) liegt. Die Hauptachsendiffusion verursacht bei der planparallelen Platte einen Fehler, nicht aber beim Prisma, da die planparallele Platte nur für *eine* Wellenlänge richtig liegt, das Prisma aber für *alle*.

2. Es wird nicht der Winkel $2E$ der optischen Achsen in Luft, sondern *unmittelbar* der Winkel $2V$ der optischen Achsen *im Kristall* gemessen, dies zudem

3. mit einer etwa neunzigmal größeren Genauigkeit, da die Messung von $2E$ mit einem Fehler von ± 15 Bogenminuten behaftet ist, während sich $2V$ auf ± 10 Bogensekunden genau bestimmen läßt.

Ob ein Verfahren brauchbar ist, entscheidet allein die Praxis. Zum Vergleich der Verfahren A, B und C war nun ein Material erforderlich, das nicht nur genügend große Hauptachsendispersion und Doppelbrechung besaß, sondern auch innerhalb der Meßgenauigkeit homogen war. Ein solches Material ist das von H. ROSE [13] untersuchte Amyrolin. Es stellt einen Sesquiterpenalkohol dar, mit

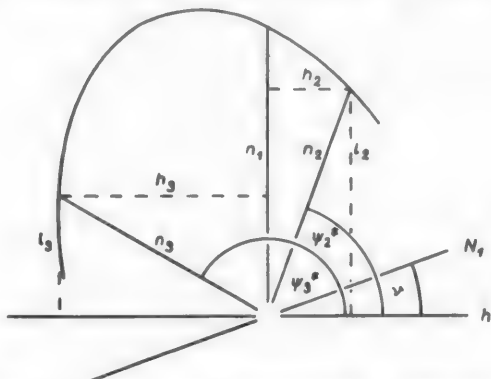


Abb. 5. Vereinfachende Beziehungen für Verfahren C.

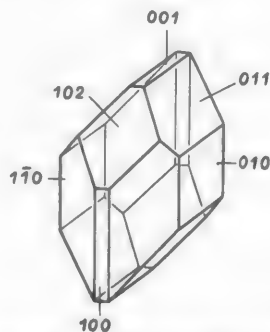


Abb. 6. Orthogonale Parallelprojektion von Amyrolin.

der Summenformel $C_{14}H_{12}O_3$. Seine Konstitution ist unbekannt. Es bildet farblose, bläulich fluoreszierende Kristalle von der Härte 1 der MOHSSchen Skala. Sie zeigen muscheligen Bruch und sind so spröde, daß ein geringer Druck mit dem Fingernagel sie bereits zerspringen läßt.

Aus den dem hiesigen Institut verbliebenen Kristallen, die Herr Prof. Dr. H. ROSE freundlicherweise zur Verfügung stellte, wurden einige nach dem Orthopinakoid $\{010\}$ tafelige Individuen ausgewählt (Abb. 6) und insgesamt 14 Prismen mit maximal $\pm 1'$ Fehler geschliffen, und zwar folgendermaßen: Zunächst wurde der Schleifkopf eines leichten WÜLFINGSchen Schleifdreifußes mit Chloroform gesäubert und dann kurz durch die Flamme gezogen, um restliches Chloroform zu verdampfen. Dies ist erforderlich, da Amyrolin in Chloroform wie in allen anderen organischen Lösungsmitteln leichtlöslich ist. Dann wurde der Kristall mit einer Fläche $\{010\}$ unmittelbar auf den Schleifkopf gelegt, mit einem wattenbewickelten Stäbchen in dieser Lage festgehalten und durch Auftropfen zweier Tropfen nicht zu heißen Wachskolophoniumkitts an zwei diametral gegenüberliegenden Punkten befestigt. Ist der Kitt zu heiß, tritt sofort muscheliger Bruch ein.

Das Schleifen selbst ist schwierig. Es erfolgte auf einer mit 400er Carborund mattierten Glasplatte mit Hilfe von Smirgel relativ grober Körnung. Dies deshalb, weil feinere Sorten durch das anfallende Kristallmehl sehr schnell zu einem weißlichen Brei passiviert wurden. Sehr kurze (auf ein bis zwei Millimeter

begrenzte) und sehr schnelle Schleifbewegungen führten unmittelbar zur gewünschten Orientierung. Im Gegensatz zum Schleifen nahm das Polieren Stunden in Anspruch. Während sich ein feuchtes, über die Glasplatte gespanntes Batisttuch nicht bewährte, konnten mit wenig Diamantine in viel Wasser bzw. nur mit Wasser gut reflektierende Oberflächen erzielt werden.

Zum Abnehmen des Kristalls wurde ein kleines Seziermesser in der Flamme so heiß gemacht, daß der Kitt bei der Berührung mit dem Messer schmolz und beiseite geschoben werden konnte. Fast aller Kitt ließ sich auf diese Weise entfernen.

Zur Messung des Prismenwinkels φ und des Brechvermögens diente eine aus einer Quarzglas-Quecksilberlampe von Heraeus, einem Monochromator von Winkel-Zeiß und einem im Hamburger Institut gebauten Reflexionsgoniometer bestehende Anordnung.

Die Meßergebnisse selbst sind Gegenstand der Tabelle 4. Zunächst ergab die Messung entsprechend Tabelle 3 folgende Identitäten:

$$n_1^* \equiv n_\alpha;$$

$$n_2^* \equiv n_\gamma;$$

$$n_3^* \equiv n_\beta.$$

Tabelle 4.

n	$\lambda[\mu\mu]$		Verfahren												Vergleich	
			A			B					C					
			Prisma oder Prismenfolge													
			A 1	A 2	D	A 3 4 5	A 4 5 II	A 5 6 7	A 6 7 II	D	A 7 II 10	A 7 11 12	D			
$n_1^* \equiv n_\alpha$	435,8	1,47	793	721	72	780	790	783	783	10	784	783	1	784	784	0
	491,6	1,47	098	111	13	126	127	123	126	4	126	126	0	126	126	0
	512,1	1,46	971	914	57	942	942	946	945	4	945	945	0	945		
	546,1	1,46	686	684	2	691	690	694	693	4	693	693	0	693	693	0
	579,1	1,46	509	495	14	497	497	502	501	5	501	500	1	501	501	0
	607,3	1,46	404	354	50	365	373	368	369	8	369	369	0	369		0
	623,4	1,46	316	290	26	294	297	296	296	3	296	296	0	296	296	0
690,7	1,46	092	072	20	089	097	091	093	8	093	094	1	093	886	207	
$n_2^* \equiv n_\gamma$	435,8	2,09	847	436	411	877	872	865	882	17	875	875	0	875	860	15
	491,6	2,01	191	177	14	248	248	258	235	13	248	248	0	248	258	10
	512,1	1,99	607	463	144	575	575	578	570	8	574	576	2	575		
	546,1	1,96	824	779	45	832	833	836	818	18	831	832	1	832	836	4
	579,1	1,95	068	005	63	065	065	068	059	9	065	067	2	066	046	20
	607,3	1,93	881	788	93	832	828	825	840	15	826	825	1	826		
	623,4	1,93	263	236	27	241	240	240	250	10	238	237	1	238	261	23
690,7	1,91	525	390	135	495	492	466	499	33	495	496	1	496	379	117	
$n_3^* \equiv n_\beta$	435,8	1,81	639	636	3	637	638	637	637	1	639	637	2	638	638	0
	491,6	1,77	906	906	0	907	908	907	909	2	908	907	1	908	908	0
	512,1	1,77	159	155	4	158	156	155	154	4	156	156	0	156		
	546,1	1,75	879	880	1	879	879	879	877	2	879	879	0	879	878	1
	579,1	1,75	040	041	1	042	042	041	038	4	040	039	1	040	041	1
	607,3	1,74	425	430	5	427	429	430	429	3	429	427	2	428		
	623,4	1,74	133	133	0	130	129	130	132	3	131	131	0	131	117	14
690,7	1,73	259	256	3	256	256	257	256	1	259	256	3	258	229	29	

10*

Diese Identitäten sind in der ersten Spalte der Tabelle 4 vermerkt. Neben der Angabe der Quecksilberlinien, für die das Brechvermögen bestimmt wurde, finden sich in der *nicht* näher bezeichneten Spalte die Hauptbrechzahlen bis zur zweiten Dezimale einschließlich. Sämtliche Zahlen *rechts* von dieser Spalte sind als Einheiten der *fünften* Dezimale anzusehen. Die Meßergebnisse sind ferner so gruppiert, daß die nach demselben Verfahren erzielten nebeneinander stehen. Zwischen ihnen wird die jeweils unter D angegebene maximale Differenz gefunden. Zur Angabe von n_β ist zu bemerken, daß die aufgeführten Zahlen Mittelwerte aus den Messungen an den Prismen der überschriebenen Folge darstellen. Der

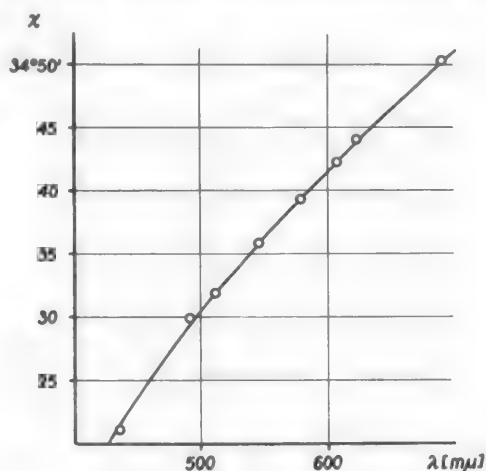


Abb. 7. Auslöschungsschiefe χ von Amyrolin in Abhängigkeit von der Wellenlänge λ .

Vergleich rechts in Tabelle 4 gibt zunächst die besten Mittelwerte aus eigenen Messungen und dann die entsprechenden Werte aus den Messungen H. ROSES an, soweit dieselben Linien benutzt wurden. Dahinter ist ebenfalls die Differenz eingetragen.

Bei der Betrachtung der Spalten D ist im allgemeinen eine Abhängigkeit des Fehlers von der Intensität der Spektrallinien zu erkennen. Sie wird überlagert von dem bereits aus Tabelle 1 bekannten Einfluß der *Größe* der Brechzahlen, d. h. der Gesamtfehler ist bei n_a stets geringer als bei n_y . Ferner ist evident, daß das Verfahren A die schlechtesten, C dagegen die besten Werte liefert. Bezüglich des Vergleichs mit den ROSESchen Werten hat man zu berücksichtigen, daß — wie dieser selbst schreibt — die mit seiner Apparatur herstellbaren roten Linien nicht intensiv genug waren. Immerhin bleibt eine Differenz bis zu zwei Einheiten in der vierten Dezimale, ein bei der nicht allzugroßen Hauptachsendispersion des Amyrolins durchaus befriedigendes Ergebnis.

Die Hauptachsendispersion bzw. die Auslöschungsschiefe χ läßt sich aus ψ_2^* oder ψ_3^* und $2V$ mit Hilfe der Beziehung (Gl. 21) berechnen (z. B. für die Prismenfolge A 7, A 9, A 10 in Abb. 7 wiedergegeben). Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß, wie Doppelbrechungskurven und Spektralanalyse der Interferenzfarben zeigen, der Charakter der Doppelbrechung unterhalb 400μ positiv wird.

Die Anwendung der Verfahren B und C auf *natürliche* Kristalle wie den monoklin-prismatischen Titanit trifft auf eine grundsätzliche Schwierigkeit, die Inhomogenität (s. auch A. HADDING [14]). Diese läßt sich überblicken, wenn

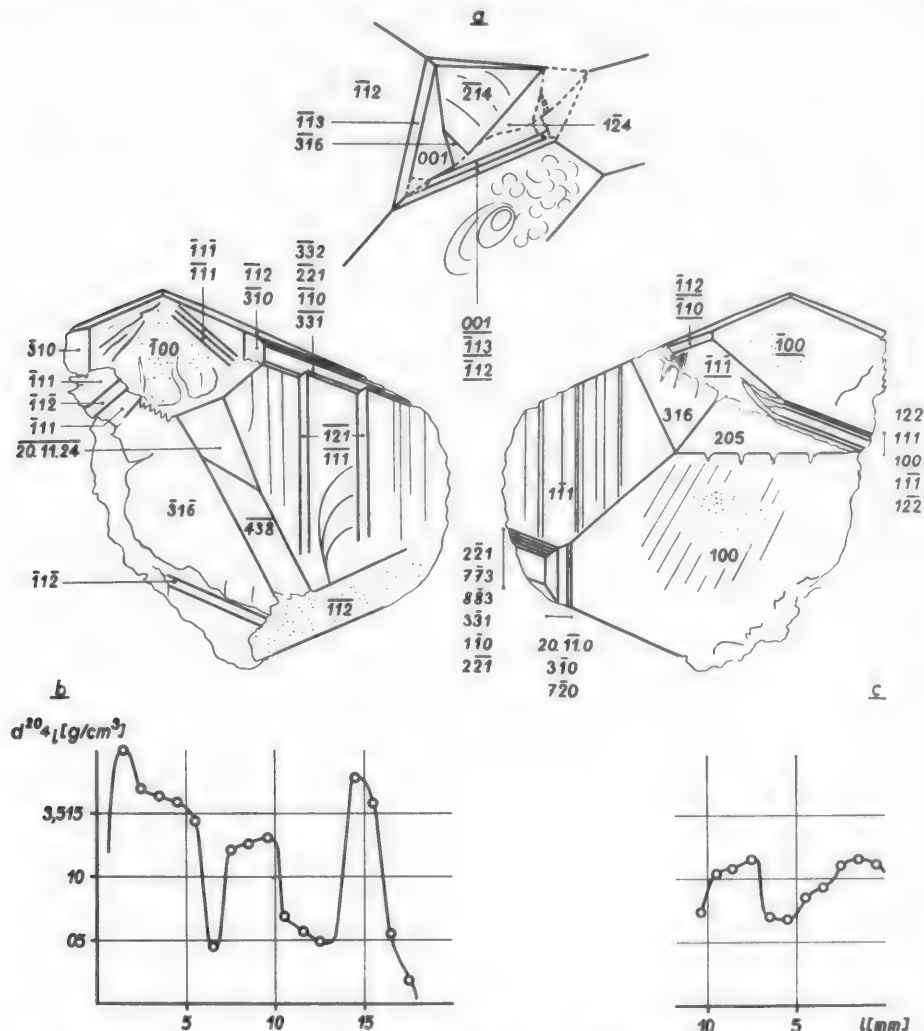


Abb. 8a—c. Orthogonale Parallelprojektion der beiden Teile eines Zwillinges von den Muthenhörnern (b und c) und des einspringenden Winkels zwischen ihnen (c). Darunter die Dichteschwankungen in diesen Teilen.

man einen Kristall z. B. senkrecht zur kristallographischen y -Achse in Scheiben zersägt und deren Dichte mit Clerici-Lösung mißt. Die Abb. 8 zeigt einen Titanit-zwilling von den Muttenhörnern und die auf diese Weise ermittelten Dichteschwankungen. Wie auch bei Kristallen anderer Fundorte ist die Dichte im mittleren Teil am größten, während sie nach den Enden stark abnimmt. Vergewärtigt man sich, daß die Dichte den Chemismus widerspiegelt, so scheint es kaum möglich, einen genügend großen homogenen Bereich auszusondern, der zur

Aufstellung einer Beziehung zwischen Optik und Chemismus Verwendung finden könnte. Zur Behebung dieser Schwierigkeit gibt es jedoch auf der optischen wie der chemischen Seite eine Möglichkeit, und zwar auf der optischen durch Verwendung kleinster Prismen, auf der chemischen durch Einsatz der quantitativen Mikroanalyse.

Eingehende Untersuchungen dieser Art sind teils abgeschlossen, teils noch im Fluß und werden, an das gegebene Beispiel anknüpfend, Gegenstand einer weiteren Veröffentlichung sein. Für Unterstützung bei den hier dargebotenen Untersuchungen fühlt sich Verfasser Herrn Prof. Dr. H. ROSE sowie im besonderen auch Herrn Dr. A. SCHRÖDER zu Dank verpflichtet.

Literatur.

- [1] STRUNZ, H.: Mineralogische Tabellen, S. XII. — [2] ROSENBUSCH, H.-E. A. WÜLFING: Mikroskopische Physiographie, Bd. I/1 S. 91. — [3] SWAN, W.: Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Bd. 16 (1849) S. 375. — [4] STOKES, G. G.: C. R. hebd. Séances Acad. Sci. Bd. 77 (1873) S. 1150. — [5] LIEBISCH, TH.: Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Beil.-Bd. [Abh.] Abt. A Bd. 14 (1886). — [6] BRILL, A.: Math. Ann. Bd. 34 (1889) S. 297. — [7] LAVENIR, A.: Bull. Soc. franç. Minéral. Bd. 40 (1891) S. 100. — [8] WEBER, L.: Mitt. naturforsch. Ges. Freiburg (Schweiz) 4 (1921). Zit. nach [10]. — [9] BORN, M.: Neues Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd. [Abh.] Bd. 5 (1886). — [10] MÄDER, J.: S.M.P.M. Bd. 22 (1942) S. 197. — [11] LANG, V. v.: Sitzgsber. Wien. Akad. Bd. 76 (1877) S. 793. — [12] HOFE, CHR. v.: Optik Bd. 6 (1950) S. 257. — [13] ROSE, H.: Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Beil.-Bd. [Abh.] Abt. A (1918) S. 1. — [14] HADDING, A.: Geol. Fören. Stockholm Förh. Bd. 36 (1914) S. 319.

Dr. ROBERT RATH, Hannover-W, Am Welfengarten 1,
Mineralogisches Institut der Techn. Hochschule.

SCHÜLLER, A., Die Diorite von Dessau. Ein Beispiel für Ichor-Metamorphose. Mit 8 Textabbildungen	77
NICKEL, E., Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim-Lindenfels (Odenwald). Mit 17 Textabbildungen	97
BORCHERT, W., Kontinuierliche Schwärzungskurven und diffuse Röntgenstrahlenreflexe bei Einschlußverbindungen. Mit 8 Textabbildungen.	124
RATH, R., Die Bestimmung des Brechvermögens und des optischen Achsenwinkels monokliner Kristalle nach der asymmetrischen Prismenmethode. Mit 8 Textabbildungen .	131

